

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera



TESIS DOCTORAL

**Dinámica y variabilidad de los calentamientos súbitos
estratosféricos**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Miguel Gómez-Escolar Viejo

Directores

Natalia Calvo Fernández
David Barriopedro Cepero

Madrid, 2014

DINÁMICA Y VARIABILIDAD DE LOS CALENTAMIENTOS SÚBITOS ESTRATOSFÉRICOS

MIGUEL GÓMEZ-ESCOLAR VIEJO

MEMORIA
PRESENTADA EN LA FACULTAD DE CC. FÍSICAS
DE LA UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
PARA OPTAR AL GRADO
DE DOCTOR

DEPARTAMENTO DE
ASTROFÍSICA Y CC. DE LA ATMÓSFERA
DIRIGIDA POR: NATALIA CALVO FERNÁNDEZ Y DAVID BARRIOPEDRO CEPERO

SEPTIEMBRE 2013

© Derechos de Miguel Gómez-Escolar Viejo, 2013.
Todos los derechos reservados.

Natalia Calvo Fernández, Profesora Titular, y David Barriopedro Cepero, contratado Ramón y Cajal, del Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Complutense de Madrid.

CERTIFICAN:

Que la presente memoria “Dinámica y Variabilidad de los Calentamientos Súbitos Estratosféricos” ha sido realizada bajo nuestra supervisión en el Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid por D. Miguel Gómez-Escolar Viejo y que constituye su tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Y para que conste, firmamos la presente certificación en Madrid, a 30 de septiembre de 2013.

Fdo.: Natalia Calvo Fernández y David Barriopedro Cepero

Resumen

Los Calentamientos Súbitos Estratosféricos (SSWs de sus siglas en inglés) son fenómenos extremos estratosféricos y una de las principales fuentes de variabilidad intraestacional en la estratosfera polar durante el invierno boreal. En esta región se generan calentamientos de decenas de grados en tan sólo unos días, aunque los SSWs también generan enfriamiento en la región tropical debido a la intensificación de la circulación residual meridiana media, y cambios en la troposfera extratropical perceptibles durante varias semanas. Esta tesis analiza dos aspectos fundamentales de los SSWs: por un lado, la variabilidad multidecadal de su ocurrencia y su impacto en la climatología estratosférica polar, y por otro su impacto en la estratosfera tropical.

Los resultados del análisis de la variabilidad de SSWs a partir de datos del reanálisis de ERA-40 (1957-2002) indican un cambio en la distribución intraestacional de SSWs entre el periodo pre-1979 y el periodo post-1979. El primero muestra un mayor número de SSWs en enero, y el segundo en diciembre y febrero/marzo. Estas diferencias coinciden a su vez con un aumento relativo de la ocurrencia de SSWs de tipo desplazamiento en el periodo post-1979. Esta variación en la distribución de SSWs lleva asociada cambios en el ciclo climatológico de la temperatura de la estratosfera media polar cuyas diferencias de temperatura superan los $+3$ K en febrero en el nivel de 20 hPa entre los periodos pre y post-1979, y que suponen una fuente importante de variabilidad multidecadal de la estratosfera.

Por otro lado, en esta tesis se investiga por primera vez la propagación de la señal asociada a los SSWs en la estratosfera tropical, usando para ello datos del reanálisis de ERA-Interim (1979-2010) y tres simulaciones de tiempo pasado (1960-2005) con océano acoplado del modelo climático CESM1 (WACCM4) del *National Center for Atmospheric Research* (NCAR).

Los resultados indican que la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) enmascara la propagación de la señal de los SSWs en la estratosfera tropical. Con el fin de filtrar la señal de la QBO en la temperatura estratosférica tropical, y poder aislar el impacto debido exclusivamente a los SSWs, se evalúan cuatro metodologías diferentes empleadas por otros autores sin que ninguna de ellas llegue a filtrar completamente su señal. Por ello, en esta tesis se elabora un nuevo método para eliminar el impacto de la QBO al caracterizar la señal tropical asociada a los SSWs. Este método alternativo se basa en caracterizar la evolución de los cambios de temperatura relativos a la fecha central del SSW en cada nivel de presión. Se presenta a su vez un parámetro, construido a partir de diferencias

relativas de temperatura antes y después del SSW, que permite cuantificar la amplitud del enfriamiento asociado a los SSWs y caracterizar su propagación descendente.

Así, se observa con datos de reanálisis un enfriamiento generalizado de la estratosfera tropical durante la ocurrencia de SSWs, con gran simetría respecto al ecuador y que se extiende hasta latitudes subtropicales. La señal tropical es más intensa en los niveles altos de la estratosfera (en torno a 3 K) y se debilita a medida que se propaga hacia la baja estratosfera, de manera similar a la propagación descendente del calentamiento en la región polar. La magnitud del enfriamiento tropical en la alta estratosfera está muy correlacionada con el calentamiento de la estratosfera polar a través de la intensificación de la circulación residual durante los SSWs. En cambio, el enfriamiento de la baja estratosfera tropical que ocurre durante los SSWs está parcialmente desacoplado del correspondiente calentamiento de la baja estratosfera polar, lo que sugiere la influencia de otros procesos. Además, se observan dos rasgos diferenciados en la señal tropical del SSW entre fases este y oeste de la QBO: 1) un mayor debilitamiento de la señal del SSW en las capas altas de la estratosfera durante la fase este y 2) una intensificación de la amplitud del enfriamiento de los SSWs en la baja estratosfera durante la fase este de la QBO que no aparece durante la fase oeste de la QBO. Estas diferencias se explican mediante un mecanismo basado en la modulación por parte de la QBO del perfil vertical de vientos en la región subtropical, y, por tanto, de la propagación de ondas desde latitudes medias hacia la estratosfera subtropical. Esto provoca diferencias en la disipación de dichas ondas y en el ascenso de aire y enfriamientos asociados en la región tropical. En concreto, la mayor convergencia subtropical de ondas entre 5-10 hPa durante la fase oeste y entre 30-50 hPa durante la fase este de la QBO contribuyen, respectivamente, a un mayor enfriamiento de la alta y baja estratosfera de la región tropical que se suma a la señal producida por el aumento de la circulación residual asociado al SSW.

Este mecanismo que permite explicar los resultados del reanálisis se ha corroborado en un modelo de circulación general CESM1 (WACCM4) con estratosfera bien resuelta y una cima del modelo muy por encima de la estratopausa.

Agradecimientos

Han sido muchos años hasta llegar aquí. En el camino ha habido desesperación y frustraciones, pero también ha habido alegrías y satisfacciones. Mucha gente es partícipe de una manera u otra en este logro y por ello quiero dedicarles unas palabras.

Quiero agradecer a Emiliano primero por iniciarme en la investigación desde sus asignaturas y más tarde por ofrecerme la primera beca de colaboración en el Departamento. También quisiera agradecer a Natalia por su dirección de la tesis en un inicio, por las discusiones científicas en las que al final llegábamos a un acuerdo. A David, que aunque llegó más tarde y se encontró con este marrón de una tesis de la estratosfera, siempre tuvo cinco minutos para una preguntita rápida, y por sus innumerables horas corrigiendo mis versiones, siempre con buena cara pese a unas primeras entregas sometidas luego a tantas mejoras. A Ricardo por hacer de guía a lo largo de estos años. A Stephan por enseñarme a discutir científicamente, por introducirme en el estudio de los SSWs y por acogerme amigablemente en Princeton.

Pero una tesis no es sólo una cuestión académica, y tampoco lo ha sido ésta. El gran apoyo de mi familia impidió en demasiadas ocasiones que abandonase esta travesía del desierto. A todos ellos les agradezco el haber estado siempre allí compartiendo mis frustraciones transitorias, pero también la alegría del final merecido. Durante este duro camino aparecieron muchas personas a las que quisiera destacar, desde el más profundo agradecimiento. Daniel por esas discusiones sobre la ciencia, la vida y el mundo en general. A Etor, excelente amigo que siempre estaba cuando se le necesitaba. A Laura por esos descansos para decidir qué queríamos ser de mayores (y en los que aún seguimos decidiendo). Al grupo PalMA al completo, que no enumero para no olvidar a ninguno, por acogerme como uno más en todas y cada una de sus actividades; han sido muchas veces un oasis en el que encontré compañeros de trabajo y amigos. Al grupo Stream, a los nuevos y a los que pasaron por la misma travesía por caminos distintos: parece que todos vamos llegando al mismo puerto. A toda la gente de Princeton por hacer más llevadera mis estancias en New Jersey. A las Sucias del Sur, motivación, deporte y buenos ratos tras días duros. A los amigos de toda la vida por su apoyo infatigable. A todos los que han estado estos años en Madrid, como compañeros de piso, amigos, comensales de paellas... No dudo que, sin todo lo que me habéis aportado, no habría podido resistir tanto tiempo.

Porque esta tesis no es sólo mía, sino de todos vosotros, mil gracias y aunque no es posible plasmar en unas palabras mi gratitud, espero que valoreis estos agradecimientos tanto como yo.

A familia y amigos.

“Everything that has a beginning has an end.”

The Oracle. The Matrix Revolutions.

Índice general

Resumen	V
Agradecimientos	VII
1. Introducción	1
1.1. Dinámica estratosférica	3
1.1.1. La circulación en la estratosfera	5
1.1.2. Propagación de ondas de Rossby en la estratosfera	8
1.1.3. La Oscilación Cuasibienal (QBO)	10
1.2. Calentamientos Súbitos Estratosféricos (SSWs)	13
1.2.1. Teorías sobre los SSWs	14
1.2.2. Variabilidad de los SSWs	17
1.2.3. Caracterización de los SSWs	20
1.3. Objetivos de la tesis	25
2. Datos y Metodología	29
2.1. Datos	29
2.1.1. Reanálisis	29
2.1.2. Análisis de la Universidad Libre de Berlin	34
2.1.3. Modelos climáticos	35
2.2. Metodología	39
2.2.1. Clasificación de los SSWs	39
2.2.2. Identificación de los SSWs	40
2.2.3. Parámetros de diagnóstico	46
3. Cambios en la climatología debidos a la ocurrencia de SSWs	47
3.1. Distribución intraestacional de los SSWs en ERA-40	48

3.2. Diferencias entre las climatologías de los periodos pre- y post- 1979	51
3.3. Efecto de los SSWs en la climatología	59
4. Señal de los SSWs en la estratosfera tropical	65
4.1. Selección de casos	65
4.2. Filtrado de la señal de la QBO en temperatura	70
4.2.1. Composites residuales	73
4.2.2. Climatología específica de la QBO	75
4.2.3. Anomalías interanuales	76
4.3. Propagación de la señal	78
4.3.1. Mecanismos que explican la señal tropical de los SSWs	84
4.3.2. Extensión latitudinal de la señal tropical	87
4.3.3. SSWs durante la fase de la QBO transición al este	90
4.4. Modelo conceptual	94
5. Caracterización de los SSWs en modelos climáticos	99
5.1. Occurencia de SSWs en los modelos	100
5.2. Parámetros de CP07	104
5.3. Evolución polar	109
5.4. Señal tropical de los SSWs en CESM1 (WACCM4)	112
5.4.1. Selección de eventos	113
5.4.2. Composites	114
5.4.3. Discusión	119
6. Conclusiones	127
Bibliografía	133
Lista de acrónimos	143
7. English summary	145

Capítulo 1

Introducción

La atmósfera terrestre se puede dividir en capas de acuerdo con el gradiente vertical de temperatura (Figura 1.1). En la troposfera, la capa más cercana a la superficie, la temperatura disminuye con la altura hasta una altitud de unos 10-15 km. A esta altura aparece un cambio abrupto en el gradiente vertical de temperatura, y sobre este nivel la temperatura aumenta lentamente con la altura. Esta capa se denomina estratosfera, y la interfaz entre ambas capas tropopausa. La altura de la tropopausa varía con la latitud, situándose en los trópicos en torno a 16-18 km y en los polos alrededor de 7-10 km.

La estratosfera se extiende desde la tropopausa hasta la estratopausa (transición entre la estratosfera y la mesosfera) a una altura en torno a los 50 km. El incremento de temperatura con la altura en la estratosfera se debe principalmente a la absorción de radiación solar ultravioleta (UV) por ozono. Esta capa se caracteriza por una fuerte estratificación, lo que implica que es muy estable de manera que impide en gran medida los desplazamientos verticales de fluido.

Por encima de la estratopausa, la temperatura vuelve a disminuir con la altura en la capa denominada mesosfera, que llega hasta una altura de unos 80 km. La última capa se denomina termosfera donde la temperatura aumenta con la altura y se extiende desde la mesopausa (transición entre la mesosfera y la termosfera) hasta la exosfera.

Inicialmente, el estudio de la estratosfera se consideró importante para el clima porque contiene la capa de ozono (el 90 % del ozono atmosférico está en la estratosfera). Esta capa es necesaria para la vida en la Tierra porque absorbe la radiación UV, dañina para los ecosistemas, antes de que alcance la superficie. No obstante, en los últimos años, se ha descubierto que la estratosfera puede influir en el tiempo y el clima troposférico,

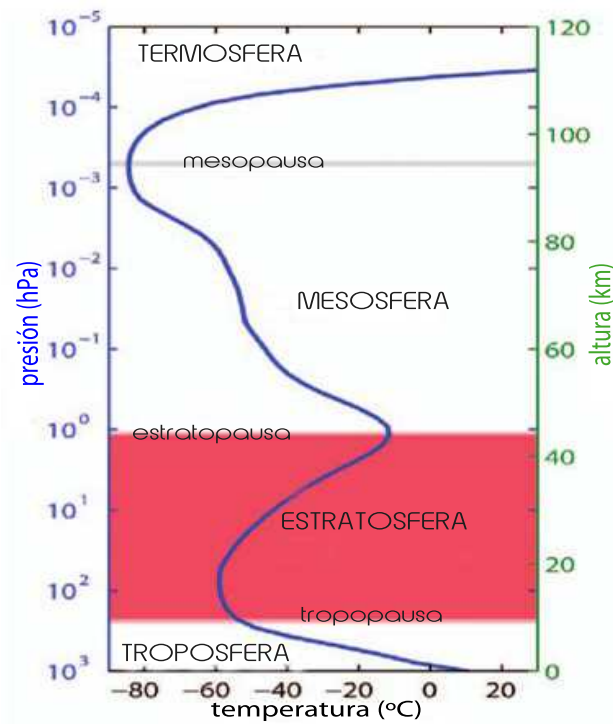


Figura 1.1: Perfil de temperatura vertical en la atmósfera. Adaptada de *Gerber et al. (2012)*.

incluyendo la superficie. El tiempo atmosférico, las trayectorias de las tormentas, y las fases del Modo Anular del Norte (NAM) en escalas temporales intraestacionales, se ven afectadas por la variabilidad de la estratosfera (véase por ejemplo, *Baldwin y Dunkerton (2001)*, *Thompson et al. (2005)*). La lenta variación de la estratosfera parece proporcionar un elemento de mejora en la predictibilidad de la troposfera extratropical en una escala temporal de hasta 2 meses (*Thompson et al., 2005*). *Charlton et al. (2004)* mostraron que la predictibilidad troposférica disminuía de forma significativa cuando las condiciones iniciales de la estratosfera se especificaban mal intencionadamente, subrayando la importancia de conocer el estado de la estratosfera para elaborar predicciones troposféricas. Por tanto, una estratosfera bien resuelta en los modelos de predicción estacional ayuda a mejorar la predicción del tiempo (*Gerber et al., 2012*).

1.1. Dinámica estratosférica

En general en la estratosfera las mayores variaciones de los campos meteorológicos ocurren en altura y latitud ([Haynes, 2005](#)). Por ello, es útil representar los campos en promedio zonal dado que su variación longitudinal suele ser mucho menor.

Una de las variables dinámicas atmosféricas más importantes es el viento zonal (componente de velocidad del viento en la dirección longitudinal). Las velocidades del viento se consideran, por convención, positivas para vientos zonales del oeste (que fluyen de oeste a este) y negativas para vientos del este. La Figura 1.2 presenta la distribución climatológica latitud-altura del promedio zonal de viento zonal, para los meses de enero y julio. En la baja estratosfera (en torno a 100 hPa), la circulación zonal se muestra como una extensión del flujo troposférico, caracterizada por las dos corrientes en chorro centradas en 30-40° de latitud, con velocidades de viento casi el doble de fuertes en invierno que en verano. Los vientos medios que predominan en la estratosfera (por encima de unos 20 km) durante el invierno de cada hemisferio son del oeste mientras que en verano son del este. Las velocidades del viento del oeste máximas se alcanzan en invierno en la estratosfera polar, formando el llamado vórtice polar, que aísla parcialmente la región de latitudes altas de latitudes más bajas.

El ciclo estacional de la temperatura responde principalmente a la variación estacional de la radiación. El polo invernal no recibe radiación solar, pero sí emite radiación de onda larga hacia el espacio. Esto se traduce en un enfriamiento del vórtice polar (Fig. 1.2c) y por tanto en un incremento del gradiente horizontal de temperatura entre el polo y los trópicos, que por la relación de viento térmico implica vientos del oeste.

En primavera, la absorción de la radiación solar, principalmente por ozono, calienta la estratosfera polar, reduciendo el gradiente latitudinal de temperatura hasta invertirlo (Fig. 1.2d). El vórtice polar se desvanece, y aparecen vientos débiles del este en la estratosfera al inicio del verano (Fig. 1.2b).

No obstante, la temperatura de la estratosfera no es únicamente la que resultaría del balance radiativo, sino que también se ve influida por factores dinámicos. Analizando el contenido de vapor de agua en la estratosfera, [Brewer \(1949\)](#) sugirió que la sequedad de la estratosfera era debida en primer lugar a los procesos de condensación: el contenido de vapor de agua de una parcela de aire ascendiendo desde la troposfera hacia la estratosfera estaría determinada por el valor de la temperatura más baja experimentada por la parcela, la cual correspondería normalmente a la tropopausa tropical. También notó que las temperaturas en la tropopausa tropical eran suficientemente bajas para pro-

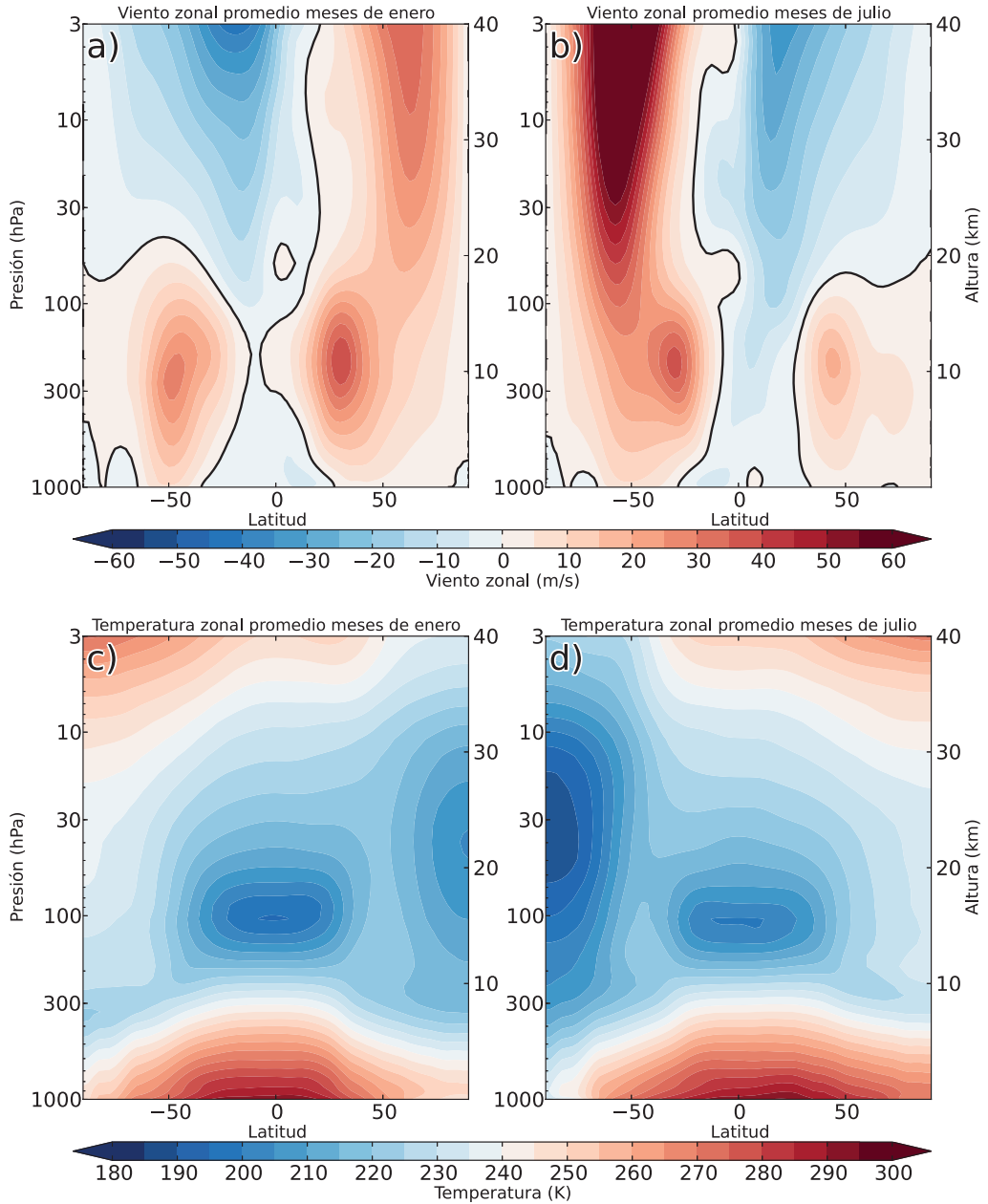


Figura 1.2: Promedio zonal del viento zonal para los meses de enero (a) y julio (b). Promedio zonal de temperatura los meses de enero (c) y julio (d). Promedio Datos de ERA-Interim desde 1979 hasta 2012.

ducir las bajas densidades de vapor de agua estratosféricos observadas, mientras que en la tropopausa de latitudes medias y altas, éstas eran demasiado cálidas para explicar la baja concentración de vapor de agua observada. Así, Brewer sugirió una circulación en la estratosfera que exhibía movimientos ascendentes sólo en los trópicos, y descendentes en latitudes extratropicales. Poco después, [Dobson \(1956\)](#) sugirió un patrón de transporte cualitativamente similar basado en observaciones de ozono estratosférico. Los conceptos dinámicos para entender esta circulación, denominada circulación de Brewer-Dobson, se explican en la siguiente sección.

1.1.1. La circulación en la estratosfera

La circulación global puede entenderse como una interacción mutua entre el estado de la atmósfera promediado zonalmente y las desviaciones desde este estado, o *eddies*. Así cualquier variable puede descomponerse en dos componentes ($u \equiv \bar{u} + u'$), el promedio zonal, indicado por una barra superior, y la desviación del promedio zonal (componente *eddy*), indicada por una prima. La transferencia de calor y momento llevada a cabo por los *eddies* juega un papel crítico en los balances de momento y calor de la atmósfera. Las ecuaciones de momento, termodinámica y de continuidad de masa en el plano- β en latitudes medias y en aproximación cuasigeostrófica son respectivamente ([Holton, 2004](#))

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f_0 \bar{v} - \frac{\partial (\overline{u'v'})}{\partial y} + \bar{X} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\frac{N^2 H_0}{R} \bar{w} - \frac{\partial (\overline{v'T'})}{\partial y} + \frac{\bar{J}}{c_p} \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w})}{\partial z} = 0 \quad (1.3)$$

donde: c_p es la capacidad de calor específico; f_0 el parámetro de Coriolis; H la altura de escala de la atmósfera; \bar{J} la tasa de calentamiento diabático; ρ_0 la densidad de referencia; R la constante de los gases para aire seco; T la temperatura; u, v, w las componentes zonal, meridiana y vertical del viento; \bar{X} el forzamiento turbulento debido a *eddies* no resueltos; z la coordenada vertical en logaritmo de presión; y N la frecuencia de flotabilidad o de Brunt-Väisälä.

Se puede demostrar teóricamente que para ondas estacionarias y conservativas, el transporte meridiano medio de flujo *eddy* de calor y el calentamiento/enfriamiento adiabático asociado con el movimiento vertical se cancelan exactamente ([Boyd \(1976\)](#),

Andrews y McIntyre (1976)). Sin embargo, esto no es lo que ocurre en la atmósfera real ya que, según el teorema de no aceleración de *Eliassen y Palm (1960)*, este tipo de ondas no tienen ningún efecto sobre la distribución media del viento o la temperatura.

Aunque las ondas atmosféricas nunca son completamente conservativas ni su amplitud es constante, el caso al que hace referencia el teorema de no aceleración es conceptualmente muy útil para poner de manifiesto las deficiencias del sistema Euleriano convencional. El comportamiento de las ondas y el transporte medio resultante de estas ecuaciones no representa procesos físicos reales. Por eso se hizo necesario una nueva formulación de las ecuaciones de movimiento que tuviera en cuenta el efecto de ondas transitorias. Desde la perspectiva de la circulación global, aporta por tanto más información considerar el efecto neto de los *eddies* sobre el flujo medio, extrayendo la componente de la circulación meridiana media que no esté equilibrada por la convergencia del flujo de calor *eddy*. Esta “circulación residual (\bar{v}^*, \bar{w}^*)” también se asocia a la transferencia neta del momento angular el cual permite a una parcela de aire cruzar superficies de momento angular constante.

En el plano- β cuasigeostrófico, la circulación residual se define como:

$$\bar{v}^* \equiv \bar{v} - \rho_0^{-1} R H^{-1} (\rho_0 \overline{v' T'} / N^2)_z \quad (1.4)$$

$$\bar{w}^* \equiv \bar{w} + R H^{-1} (\overline{v' T'} / N^2)_y \quad (1.5)$$

La sustitución de las ecuaciones 1.4 y 1.5 en las ecuaciones 1.1-1.3 da lugar a las ecuaciones en promedio Euleriano Transformado (TEM) (*Andrews et al., 1987*):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f_0 \bar{v}^* + \rho_0^{-1} \nabla \cdot F + \bar{X} \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\frac{N^2 H_0}{R} \bar{w}^* + \frac{\bar{J}}{c_p} \quad (1.7)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \rho_0^{-1} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0 \quad (1.8)$$

donde F es el flujo de Eliassen-Palm (flujo EP), que tiene componentes ortogonales (F_y, F_z) en el plano meridiano y vertical, y cuya divergencia es $\nabla \cdot F$:

$$\begin{aligned}
 F^{(\phi)} &\equiv \rho_0 a \cos \phi (\bar{u}_z \overline{v'\theta'}/\bar{\theta}_z - \overline{v'u'}) \\
 F^{(z)} &\equiv \rho_0 a \cos \phi \{ [f - (a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi] \overline{v'\theta'}/\bar{\theta}_z - \overline{w'u'} \} \\
 \nabla \cdot F &\equiv (a \cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} (F^{(\phi)} \cos \phi) + \frac{\partial F^{(z)}}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{1.9}$$

De esta forma, el forzamiento *eddy* asociado a los flujos de momento y calor sólo aparece en la ecuación de momento TEM. La presencia de un único término de forzamiento *eddy* en las ecuaciones de TEM indica que los flujos de calor y momento de *eddy* actúan a la vez para modificar la circulación residual meridiana media. [Andrews y McIntyre \(1976\)](#) señalaron que siempre que la dinámica de los *eddies* sea de tipo onda, F puede considerarse como una medida de la tasa neta de transferencia de actividad de onda de una latitud y altura a otra, y su divergencia como la disipación de estas ondas. En estado estacionario y sin fuerzas disipativas (\bar{X}), sólo si $\nabla \cdot F \neq 0$ (existe disipación de ondas) se fuerza circulación meridiana.

La ventaja conceptual de la circulación TEM es que se evita la cancelación del flujo medio de *eddies*, y por tanto se obtiene una estimación del transporte vertical y meridiano necesaria para los estudios en la estratosfera. Los rasgos más importantes de esta circulación son: la entrada de aire en la baja estratosfera tropical y el transporte hacia latitudes medias y altas del hemisferio de invierno (Figura 1.3). Esta circulación meridiana se denomina circulación meridiana media o circulación residual o circulación TEM, y coincide bastante bien con la propuesta por Brewer y Dobson a partir de observaciones. En la mesosfera, el aire fluye del hemisferio de verano al hemisferio de invierno, y con movimientos descendentes cerca del polo de invierno. Este esquema simple puede explicar satisfactoriamente muchos de los rasgos observados en la distribución de constituyentes químicos y en la dinámica estratosférica. En ausencia de *eddies*, las variaciones en el flujo estratosférico responderían puramente al ciclo estacional de temperatura asociado con la radiación solar entrante ([Shine, 1987](#)), y este flujo sería puramente zonal. Debido a esta circulación meridiana, las temperaturas en el polo invernal son mucho mayores que las temperaturas de equilibrio radiativo que se obtendrían si la atmósfera polar estuviera so-



Figura 1.3: Esquema circulación Brewer-Dobson.

metida únicamente a enfriamiento radiativo durante el invierno (*Schoeberl y Hartmann, 1991*).

Por tanto, la formulación euleriana transformada muestra de forma clara que la circulación meridiana media o circulación residual está forzada por la disipación de ondas, lo que conlleva a su vez la transferencia de momento de las ondas al flujo de fondo \bar{u} . De hecho, las ondas son la mayor fuente de variabilidad en la atmósfera media. En la siguiente sección se explica la propagación de ondas Rossby en la estratosfera.

1.1.2. Propagación de ondas de Rossby en la estratosfera

Las ondas de Rossby se generan mayoritariamente en la troposfera extratropical, cuando el aire fluye sobre orografía a gran escala o en regiones con fuerte contraste de temperatura como el contraste tierra/mar. Estas ondas se propagan vertical y horizontalmente (*Shepherd, 2002*). La propagación y disipación de estas ondas en la estratosfera acoplan la dinámica de la troposfera y la estratosfera.

Dada la importancia de las ondas Rossby como fuente adicional de movimientos atmosféricos en la estratosfera, es importante entender las condiciones bajo las que se pueden propagar.

Bajo la suposición de que las ondas son estacionarias (no varían en amplitud con el tiempo), conservativas (sin disipación ni ruptura) y lineales, existe una velocidad crítica del flujo zonal medio, \bar{u}_c , que depende de los números de onda zonal y meridional, k y l , por encima de la cual una onda no puede propagarse (*Charney y Drazin, 1961*). Para que una onda de Rossby sea capaz de propagarse, la relación entre la velocidad zonal media de fondo \bar{u} y la velocidad de fase de la onda c tiene que cumplir la relación:

$$0 < \bar{u} - c < u_c$$

El límite inferior marca que las ondas sólo pueden propagarse en un flujo relativo del oeste. Las superficies donde $\bar{u} - c$ son iguales a \bar{u}_c forman una capa crítica donde las ondas se rompen y disipan. La disipación está asociada con una transferencia de momento que lleva a una aceleración del este del viento zonal.

Las ondas de Rossby planetarias tienden a ser cuasiestacionarias, porque sus principales mecanismos de forzamiento son estacionarios (*Shepherd, 2002*), por tanto $c = 0$ y pueden propagarse hacia arriba sólo cuando el viento medio es del oeste ($\bar{u} > 0$), lo que ocurre durante el correspondiente invierno de cada hemisferio. Las ondas planetarias que se propagan ascendentemente tienen velocidades de fase hacia el oeste relativas al viento local. A medida que la densidad del aire decrece con la altura, al propagarse hacia arriba las ondas crecen en amplitud, y eventualmente se rompen y depositan el momento angular que llevan consigo (*Shepherd, 2000*). Esto implica una fuerza hacia el oeste sobre el flujo donde la ruptura tiene lugar (*Haynes, 2005*), resultando en una deceleración del viento zonal del oeste en invierno. Debido a la distribución de continentes y orografía en ambos hemisferios, durante el invierno del hemisferio norte se produce mayor deposición de momento angular debida a la mayor cantidad de ondas planetarias generadas en la troposfera, y consecuentemente una rama de la circulación Brewer-Dobson hacia el polo más fuerte (*Shepherd, 2000*). Esto se traduce en un mayor descenso sobre el polo, una estratosfera polar más cálida y un vórtice polar más débil en el invierno boreal que en el austral (Fig. 1.2). Ya que la circulación meridiana en la estratosfera está forzada por las ondas, está principalmente restringida al invierno, cuando es posible la propagación ascendente de ondas.

1.1.3. La Oscilación Cuasibienal (QBO)

Aunque en general los vientos en latitudes extratropicales son del oeste durante el invierno y del este durante el verano, esto no es así en latitudes tropicales. En esta región, existe una oscilación de los vientos zonales estratosféricos con un periodo irregular promedio de 28 meses (*Baldwin et al., 2001*) como puede verse en la Figura 1.4. Ésta se denomina Oscilación Cuasibienal (QBO de sus siglas en inglés), y se descubrió en los años 50, aunque su origen no estuvo claro durante algún tiempo. Medidas de radiosondeos mostraron que la QBO no estaba relacionada con el ciclo anual, como es el caso del resto de patrones de circulación estratosféricos. En los años 70, se reconoció que el cambio periódico del viento estaba forzado por ondas atmosféricas procedentes de la troposfera tropical que se propagaban hacia arriba y se disipaban en la estratosfera por enfriamiento radiativo (*Lindzen (1987)* contiene una revisión histórica del desarrollo de la teoría de la QBO).

Los regímenes alternantes de vientos ecuatoriales del este y del oeste se propagan hacia abajo irregularmente, si bien la propagación descendente de los vientos del oeste (azul) y la transición de estes a oeste (rojo) tiende a producirse de forma más regular (Fig. 1.4), y la permanencia de vientos del este en la baja estratosfera es menor que la de vientos del oeste.

Este patrón oscilante de vientos también genera una respuesta en la temperatura y en el transporte de constituyentes atmosféricos a través de la circulación meridional secundaria (Figura 1.5). Las anomalías de temperatura ecuatoriales asociadas con la QBO en la baja estratosfera son del orden de ± 4 K, maximizándose en torno a 30-50 hPa. La Figura 1.6 compara las series temporales (tras eliminar el ciclo estacional) de medidas de la temperatura en 30 hPa en Singapur con la correspondiente cizalla vertical de viento zonal en los niveles de 30-50 hPa. Se observan cambios simultáneos en la cizalla del viento y en temperatura, y que cambian de signo con un periodo similar al de los vientos. Así, las anomalías de temperatura inducidas por la QBO pueden explicarse por la relación del viento térmico. Esta relación se resume en la Figura 1.5. Atendiendo al perfil vertical del viento (Fig. 1.4), se observa cómo el signo del viento en la baja estratosfera (en torno a 40-50 hPa) suele ser opuesto al viento en la alta estratosfera (10 hPa). Así, durante la fase este de la QBO, tienen lugar vientos del este en niveles de la baja estratosfera y del oeste en niveles superiores. Esta cizalla vertical positiva del viento zonal se asocia con temperaturas más cálidas en los niveles intermedios entre dichos niveles. Asociado con este calentamiento se observa un descenso adiabático en el ecuador para la fase este.

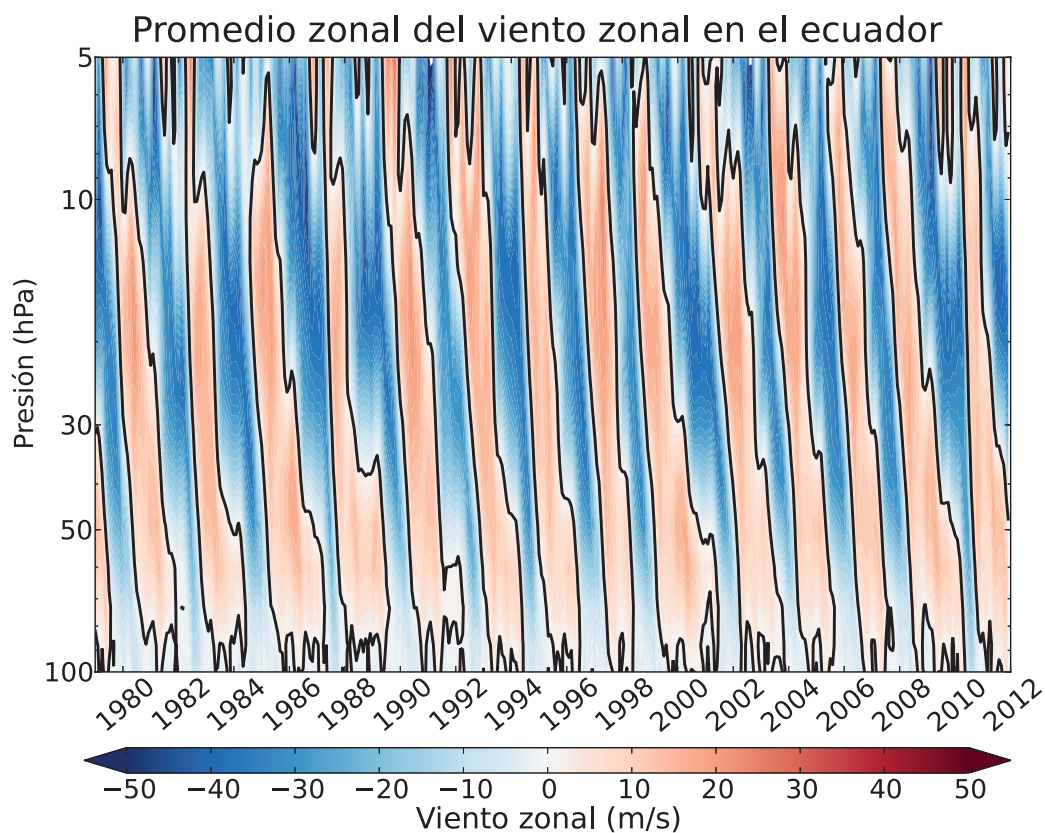


Figura 1.4: Viento medio mensual en el ecuador para el periodo desde 1979 hasta 2012 con datos de ERA-Interim. Valores en rojo corresponden a vientos del oeste, mientras que los valores en azul a vientos del este.

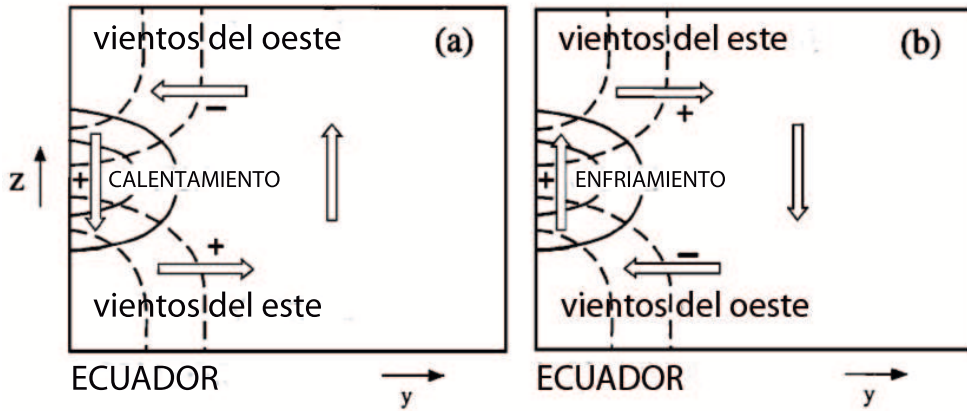


Figura 1.5: Sección esquemática latitud-altura que muestra la circulación media meridiana asociada con la anomalía de temperatura ecuatorial de la QBO. Las líneas continuas muestran las isotermas de anomalía de temperatura, y los contornos discontinuos las isolíneas del viento zonal. Las flechas representan la circulación meridional secundaria asociada a la cizalla positiva (a) y negativa (b) del viento zonal. (Extraído de [Baldwin et al. \(2001\)](#)).

Una configuración opuesta de vientos y temperatura se observa para las fases oestes de la QBO.

La amplitud de la QBO decrece rápidamente lejos del ecuador. No obstante, las observaciones y la teoría muestran que la QBO no sólo afecta a los trópicos, sino a una región mucho mayor de la atmósfera. A través de acoplamiento de ondas, la QBO afecta a la estratosfera extratropical durante el invierno ([Holton y Tan, 1980](#)), especialmente en el hemisferio norte donde la amplitud de las ondas planetarias es mayor. Cuando el viento es del este en la baja estratosfera (fase este de la QBO), la línea de viento cero (cambio de viento del este al oeste) en estos niveles se encuentra más próxima al polo; por tanto, parte de las ondas que se propagan hacia el ecuador se pueden reflejar hacia regiones polares y el vórtice polar estratosférico tiende a estar más perturbado y por tanto más cálido. Por otro lado, cuando la QBO se encuentra en su fase oeste, las ondas que se propagan hacia el ecuador no encuentran ninguna barrera a su propagación, dando lugar a un vórtice polar más fuerte y frío que durante las fases este de la QBO. Este mecanismo se conoce como Holton-Tan. Sin embargo, la diferencia del estado del vórtice entre ambas fases de la QBO es débil y no es estadísticamente significativa. Incluso estudios recientes

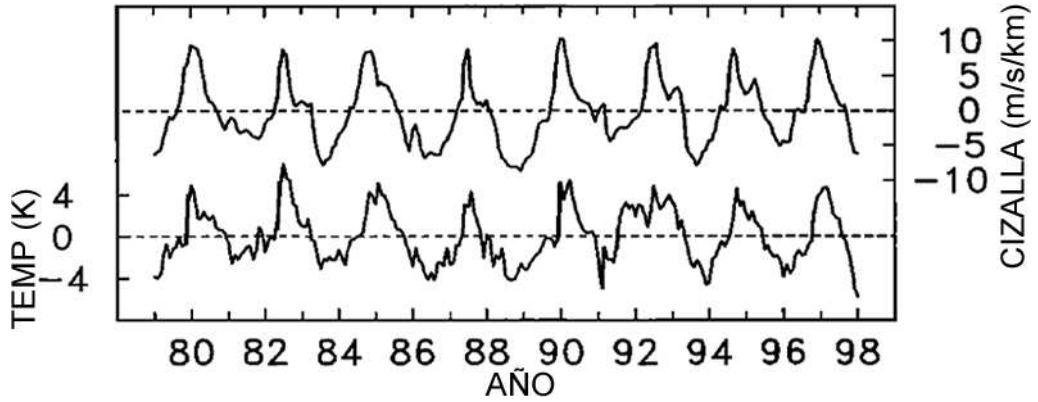


Figura 1.6: Anomalías de temperatura ecuatorial en la capa de 30-50 hPa (línea de abajo) y cizalla vertical de viento (línea superior). (Adaptada de [Baldwin et al. \(2001\)](#)).

sugieren que no se mantiene a lo largo del tiempo, no observándose en todas las décadas ([Lu et al., 2008](#)). En latitudes altas del invierno boreal, la modulación de la QBO sobre el vórtice polar puede llegar a afectar a la troposfera a través del descenso de la señal de latitudes polares. También se ha relacionado la QBO con variabilidad en la troposfera, alta estratosfera, mesosfera, y capa F de la ionosfera ([Baldwin et al., 2001](#)).

1.2. Calentamientos Súbitos Estratosféricos (SSWs)

Los calentamientos súbitos estratosféricos o SSWs de sus siglas en inglés (*Stratospheric Sudden Warmings*) son fenómenos extremos asociados con un gran calentamiento del vórtice polar estratosférico durante unos pocos días, y son muy importantes tanto por su impacto en la circulación estratosférica, como por sus efectos en la troposfera. De acuerdo con la Organización Mundial de Meteorología (OMM), un SSW *menor* ocurre cuando en 10 hPa la diferencia de temperatura zonal media entre 60° y 90° se invierte, de manera que la temperatura aumenta hacia el polo. Se dice que un SSW es *mayor* si se observa también una inversión de la componente zonal del viento (de vientos del oeste a vientos del este) en 10 hPa y 60° .

El primer estudio observacional que describió los SSWs fue el de [Scherhag \(1952\)](#), quien utilizó datos de radiosondeos para medir las temperaturas y vientos de la alta estratosfera. Scherhag postuló que los episodios de SSW eran directamente atribuibles a grandes tormentas solares, y aunque posteriormente se descubrió que esta hipótesis era

incorrecta, su estudio motivó la toma de medidas de manera continua en la estratosfera polar para analizar este tipo de episodios. Así se creó en la Universidad Libre de Berlín un gran grupo de investigación sobre estos fenómenos.

1.2.1. Teorías sobre los SSWs

Los mecanismos subyacentes responsables del inicio y desarrollo de los SSWs no se comprenden completamente, y aún no existe una teoría que permita explicar la variabilidad de ocurrencia de los SSWs. Sin embargo, hay un consenso general sobre la naturaleza dinámica (y no radiativa) del fenómeno. Es decir, en vez de efectos químicos o radiativos de calentamiento, el transporte isentrópico de masas de aire caliente hacia regiones polares es responsable de los incrementos de temperatura observados durante los SSWs.

La investigación sobre los mecanismos dinámicos de los SSWs se remonta a los primeros trabajos (*Lindzen* (1966), *McIntyre* (1972), entre otros) que buscaban aclarar el papel de las inestabilidades en el vórtice polar, como posible mecanismo para su ruptura durante los SSWs (*McIntyre* (1982)). No obstante, se encontró que el comportamiento del vórtice que resultaba de tales inestabilidades no se parecía al observado durante los SSWs (*McIntyre*, 1972). Por ello se investigaron otras ideas que se centraron en factores externos, como forzamientos troposféricos o interacciones entre el vórtice polar y otras estructuras de circulación atmosférica (*McIntyre*, 1982). Tres de las hipótesis más prominentes, la teoría de propagación ascendente de ondas de Rossby, la teoría de la excitación resonante y la teoría de la interacción vórtice-vórtice, se detallan a continuación.

Propagación ascendente de las ondas de Rossby

La visión más extendida acerca del mecanismo responsable de los SSWs se basa en la propagación ascendente de ondas de Rossby generadas en la troposfera. Esta teoría considera que la troposfera actúa de forma independiente a la estratosfera durante el periodo previo al calentamiento. Perturbaciones inusualmente altas en la troposfera en forma de ondas de Rossby se manifiestan en la baja estratosfera como un forzamiento anómalo sobre la circulación estratosférica (*Nishii y Nakamura* (2004); *Peters et al.* (2007)). Tal y como se discutió en la Sección 1.1.2, debido a que la estratosfera se caracteriza por valores promedios del viento zonal del oeste durante el invierno, estas ondas de Rossby son capaces de propagarse a altitudes mayores (*Charney y Drazin*, 1961). La disminución exponencial de la densidad con la altura causa un aumento en la amplitud de estas ondas de Rossby durante su propagación ascendente, hasta que finalmente rompen en la alta

estratosfera. Esta ruptura de ondas produce una inversión del gradiente meridiano de temperaturas y es capaz de invertir el promedio zonal del flujo zonal hacia vientos del este. Según [Charney y Drazin \(1961\)](#), este flujo medio del este actúa como una barrera para la propagación ascendente de ondas de Rossby, por lo que las siguientes ondas de Rossby rompen por debajo de esta altura, iniciando la inversión del gradiente meridiano de temperaturas en altitudes más bajas. Este proceso continúa a medida que se desarrolla el SSW, dando lugar a un descenso (o una aparente propagación descendente) de vientos del este.

[Matsuno \(1971\)](#) desarrolló esta idea alrededor de un modelo teórico de dinámica estratosférica. Postuló que los cambios del flujo medio observados durante los SSWs, incluyendo la desaceleración en el viento zonal medio y el incremento de temperatura media cerca del polo, eran atribuibles a los efectos de la propagación vertical de ondas planetarias forzadas en la troposfera. Descubrió que las ondas responsables debían ser planetarias transitorias, cuyo paquete de ondas es capaz de causar los efectos observados durante los SSWs (debilitamiento del flujo e inversión de la temperatura). Usó un modelo numérico simplificado de la estratosfera, al que perturbó con un forzamiento en su capa inferior que simulaba un forzamiento en la tropopausa. Con este modelo simuló la interacción entre una onda planetaria y el flujo zonal medio. En particular observó que, a medida que los SSWs se desarrollaban, la inversión del viento zonal medio descendía progresivamente a través de la estratosfera. Más tarde, [Holton \(1976\)](#) implementó de forma más realista este modelo, y obtuvo que durante el desarrollo de SSWs la inversión de vientos ocurría casi simultáneamente a través de la estratosfera.

Estas simulaciones numéricas demostraron la asociación entre los SSWs y la actividad de ondas transitorias en la troposfera. Esto explica la diferencia de la estratosfera polar de ambos hemisferios en lo que respecta a la frecuencia de SSWs. Las ondas planetarias están generadas por orografía y contrastes entre las temperaturas del agua y la tierra. Como en el hemisferio sur se encuentra mayoritariamente océano, estas ondas son más débiles y menos frecuentes que en el hemisferio norte. Por tanto, la estratosfera polar boreal se ve frecuentemente afectada por SSWs, mientras que el vórtice polar Antártico es mucho más estable e intenso ([Shepherd, 2000](#)). En 2002, no obstante, se observó el primer SSW del hemisferio sur ([Charlton et al., 2005](#)), por lo que la ocurrencia de SSWs no está restringida necesariamente al hemisferio norte. Esta teoría también permite explicar por qué la ocurrencia de SSWs se limita al invierno. Tal y como se explicó en la Sección 1.1.2, las ondas sólo se propagan en regiones donde el flujo de fondo sea del oeste ([Charney y](#)

[Drazin, 1961](#)) y dado que en verano el viento de fondo es del este, la propagación vertical de ondas de Rossby cuya disipación forzaría el SSW, no está permitida.

La gran variabilidad del flujo de Eliassen-Palm (EP) asociada a la ocurrencia de SSWs en los estudios con modelos continúa siendo una dificultad para corroborar la teoría de ondas de Rossby con propagación ascendente. Un inconveniente aparente aparece a la hora de explicar por qué para amplitudes de onda grandes en la baja estratosfera no siempre se observa un SSW.

Trabajando con modelos dinámicos idealizados, [Scott et al. \(2004\)](#) y [Scott y Polvani \(2004\)](#) mostraron que cuando se consideran perturbaciones estratosféricas debidas a un forzamiento en el límite inferior, el flujo de EP ascendente no sólo depende de la amplitud del forzamiento, sino del propio estado de la estratosfera (por ejemplo, del viento zonal de fondo, de la localización y forma del vórtice polar...). Esto es, el flujo de EP responsable del SSW es parcialmente debido a la excitación de las ondas de Rossby, pero también debido al estado de la estratosfera que “invita” a las ondas de Rossby troposféricas a propagarse hacia la estratosfera.

En esta línea, muchos autores apuntan a otras condiciones para que se produzca un SSW, como el “precondicionamiento” del flujo zonal estratosférico, tal que la actividad de ondas que entra en la estratosfera, esté dirigida hacia el vórtice polar (por ejemplo, [Labitzke \(1981\)](#); [Butchart et al. \(1982\)](#); [McIntyre \(1982\)](#)). Esto ocurre en general cuando el flujo zonal se desplaza hacia el polo, haciendo que el vórtice parezca más “compacto” alrededor del polo. De esta forma, la masa y el momento de inercia relativamente pequeños del vórtice permiten que las ondas ascendentes ejerzan al disiparse una influencia considerable sobre la circulación ([McIntyre, 1982](#)).

La teoría de la excitación resonante

Una teoría alternativa acerca de la dinámica de los SSWs, se basa en la excitación resonante de un modo interno libre de onda de Rossby de la estratosfera, debida a un forzamiento remoto (por ejemplo, forzamiento desde la troposfera). [Clark \(1974\)](#) postuló que para observar los comportamientos tipo SSW, era necesaria la excitación resonante de las perturbaciones estratosféricas con forzamientos desde la troposfera, además de un incremento en la amplitud del forzamiento. De esta forma se tiene en cuenta el hecho de que un incremento en la amplitud del forzamiento por sí sólo no genera un comportamiento tipo SSW en todos los casos.

Las teorías lineales presentadas por [Clark \(1974\)](#), [Tung y Lindzen \(1979a,b\)](#) fueron desarrolladas con más profundidad posteriormente por [Plumb \(1981\)](#), quien cuantificó los

efectos de la no linealidad cercana a la resonancia durante el crecimiento de ondas en la estratosfera. Plumb señaló que cualquier crecimiento de las perturbaciones en un sistema inicial puramente resonante, actuaría para alejar el sistema de la resonancia, causando que las amplitudes de la perturbación decaigan en el tiempo. No obstante, para flujos estratosféricos próximos a la resonancia, los efectos no lineales debidos al crecimiento de las ondas pueden actuar “autoajustando” las perturbaciones más cerca de la resonancia. *Smith (1989)* mostró este proceso de autoajuste resonante en un modelo más realista de estratosfera, encontrando que la resonancia de autoajuste de las perturbaciones con forzamientos troposféricos producían diagnósticos similares a aquellos observados durante los SSWs reales.

Interacciones ciclón-anticiclón

Otro mecanismo teórico para la formación y desarrollo de los SSWs se basa en la interacción de los vórtices polares ciclónicos con estructuras anticiclónicas profundas que se forman durante el invierno en la estratosfera. *O'Neill et al. (1994)* y *Lahoz et al. (1996)* observaron en la estratosfera estructuras profundas de vórtice anticiclónico de gran escala, que se formaban a partir de la fusión de vórtices anticiclónicos más pequeños. *Scott y Dritschel (2006)*, mostraron que para un sistema de ciclón y anticiclón, análogo al vórtice polar y a la Alta Aleutiana estratosférica (o el equivalente del hemisferio sur), una pequeña deformación del vórtice menor (la Alta Aleutiana) podría inducir un alto nivel de deformación sobre el vórtice mayor (el vórtice polar).

1.2.2. Variabilidad de los SSWs

La ocurrencia de los SSWs presenta una gran variabilidad interanual e interdecadal. *Charlton y Polvani (2007)* hallaron una frecuencia de 0.6 episodios al año, aunque éstos ocurren de forma irregular: así entre 1990 y 1998 no se detectó ningún SSW mayor mientras que en los cuatro inviernos siguientes de 1998 a 2002 hubo 6 SSWs mayores. Esta variabilidad se ha atribuido a diversos factores, entre ellos: variabilidad en la circulación troposférica, variabilidad en la estratosfera tropical, y variabilidad asociada a forzamientos externos.

Variabilidad de gran escala en la circulación troposférica

ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) es la fuente de variabilidad más importante en la troposfera tropical. *Loon y Labitzke (1987)* encontraron que los episodios de ENSO

cálidos (El Niño) parecían estar asociadas con vórtices polares más débiles, una estratosfera polar más cálida, y un mayor número de SSWs, aunque no aportaban ningún análisis acerca de su significatividad estadística debido a los pocos registros disponibles. Por su parte, *Taguchi y Hartmann (2006)*, usando datos de simulaciones climáticas con el modelo WACCM (*Whole Atmosphere Chemistry Climate Model*), encontraron una mayor frecuencia de SSWs durante El Niño que durante La Niña. No obstante, más recientemente, *Butler y Polvani (2011)* mostraron una frecuencia similar de SSWs tanto para El Niño como para La Niña con datos de reanálisis.

Se piensa que en la relación ENSO-SSW participa el principal patrón de teleconexión extratropical del ENSO, llamado PNA (*Pacific-North America*), que se ve fortalecido en situaciones de ENSO cálido (el Niño) (*Calvo Fernández et al. (2004)*). Este patrón de ondas afecta al vórtice polar a través de la disipación de ondas planetarias resultante (*García-Herrera et al. (2006)*, *Garfinkel y Hartmann (2008)*).

Otros estudios con observaciones y modelos han confirmado que los precursores troposféricos para la ocurrencia de SSWs pueden estar asociados también con la variabilidad de la cubierta de nieve en Eurasia o los bloqueos atmosféricos. *Cohen et al. (2007)* sugirieron que la extensión de la cubierta de nieve en otoño sobre Eurasia podía amplificar el patrón de ondas planetarias en la troposfera, incrementando la probabilidad de un vórtice perturbado en mitad del invierno. *Martius et al. (2009)* y *Castanheira y Barriopedro (2010)* mostraron que los episodios de bloqueos atmosféricos preceden a los SSWs hasta 10 días antes de éstos, asociándose distintas regiones de ocurrencia de bloqueos con diferentes tipos de SSW, si bien la ocurrencia de un bloqueo no garantiza la ocurrencia de un SSW.

Variabilidad en la estratosfera tropical

La fuente dominante de variabilidad en la estratosfera tropical es la QBO (Sección 1.1.3). Según el mecanismo de Holton-Tan, la mayor propagación de ondas hacia regiones polares durante la fase oeste de la QBO causa un vórtice polar más perturbado y por tanto más débil. Lo contrario ocurre durante la fase este de la QBO. No obstante, estas diferencias no son estadísticamente significativas a lo largo de todo el invierno y otros forzamientos parecen jugar un papel importante en conjunción con la QBO. Por ejemplo, *Richter et al. (2011)* mostraron que la variabilidad de las temperaturas superficiales del mar (SSTs) o la QBO son necesarias en el modelo climático WACCM 3.5 para obtener una frecuencia realista de SSWs. La frecuencia de SSWs quedaba casi inalterada cuando se excluía sólo uno de estos forzamientos, pero se reducía drásticamente si se suprimían

ambos factores. Sin embargo, son necesarias simulaciones más largas para confirmar su significatividad estadística. Estos resultados implican una relación no lineal entre ENSO y QBO y la frecuencia de SSWs, ya que cambios en uno u otro forzamiento no se añaden linealmente para producir los resultados obtenidos con las simulaciones que incluyen la combinación de los dos factores.

Variabilidad asociada a forzamientos externos

Labitzke y Kunze (2009) catalogaron los inviernos de acuerdo con su fase de la QBO y con su fase del ciclo solar de 11 años (basado en el número de manchas solares). Usando una serie de 66 años mostraron que ocurrían más SSWs durante la fase este de la QBO y mínima actividad solar; y durante la fase oeste de la QBO y máxima señal solar. Por otro lado, *Camp y Tung (2007)* llevaron a cabo un análisis estadístico de la temperatura entre 10 y 50 hPa en enero y febrero para caracterizar el estado del vórtice polar, y establecieron como estado menos perturbado la combinación de mínima actividad solar junto con la fase oeste de la QBO. No obstante, aunque los resultados son robustos estadísticamente, sería necesario un mayor número de años, y por tanto de ciclos solares, para entender el mecanismo que puede explicar la diferencia de variabilidad en el vórtice polar entre distintas combinaciones de fase de la QBO y actividad solar.

La variabilidad multidecadal de ocurrencia de los SSWs fue estudiada por *Schimanke et al. (2011)*. Analizaron una simulación de varios siglos bajo forzamiento constante típico de condiciones pre-industriales usando un modelo de circulación general de atmósfera y océano acoplado con estratosfera bien resuelta. Encontraron alta variabilidad multidecadal con periodos recurrentes de alta actividad de SSWs, y sugirieron un mecanismo para explicar estos periodos anómalos. Anomalías positivas de flujo de calor del Atlántico Norte en la atmósfera junto con una mayor cubierta de nieve sobre Eurasia y más eventos de bloqueo, fortalecen el flujo meridiano de calor en 100 hPa, que está asociado con la propagación vertical de actividad de onda de Rossby, como se cuantifica con el flujo de Eliassen-Palm (*Andrews y McIntyre (1976)*; *Edmon et al. (1980)*). En consecuencia, el vórtice polar se debilita y aumenta el número de SSWs. A su vez, la propagación descendente de las anomalías estratosféricas influye en el tiempo en superficie en la semanas siguientes. Estas anomalías pueden actuar entonces como un forzamiento estocástico sobre el Atlántico Norte, y desencadenar una oscilación con la frecuencia propia del océano. Se estimula así una oscilación del sistema acoplado completo, con todos los subsistemas variando casi en fase. De esta manera, las anomalías persisten durante un periodo largo, y esto resulta en una variabilidad multidecadal de los SSWs.

1.2.3. Caracterización de los SSWs

Esta sección da una visión global de los impactos y la propagación de los SSWs en la región polar y en la tropical. Así como una breve introducción del creciente uso de modelos de simulación climática para caracterizar los SSWs y sus impactos.

Señales en la región polar

La mayoría de los estudios sobre los SSWs han analizado la evolución temporal de los SSWs en la región polar, pues es donde ocurren los cambios más drásticos, como incrementos de temperatura de hasta más de 40 K en pocos días (entre otros, *Limpasuvan et al. (2004)*, *Charlton y Polvani (2007)*, *Krüger et al. (2005)*). *Limpasuvan et al. (2004)* estudiaron el ciclo de vida de los SSWs calculando los composites con respecto a las fechas de SSW y definieron cinco etapas en promedios de intervalos de 15 días. Dichas etapas reflejaban el comienzo (días -37 a -23), crecimiento (días -22 a -8), maduración (días -7 a +7), declive (días +8 a +22), y desaparición (días +24 a +37) de los SSWs. Los tiempos negativos indican días antes de la fecha central del evento, y los tiempos positivos días después de la misma fecha (día 0). Las etapas del ciclo de vida de los SSWs se resumen en la Figura 1.7 para el promedio zonal del viento zonal ($[U]$), el promedio zonal de la temperatura ($[T]$) y el flujo de Eliassen-Palm (flujo EP).

En la etapa de comienzo del SSW se observan anomalías débiles positivas en el viento en latitudes polares, junto con calentamientos débiles en la región del vórtice polar. En la fase de desarrollo, las anomalías de viento cambian bruscamente a valores muy negativos (ruptura del vórtice) en la estratosfera media. Estos cambios en el viento zonal están acompañados por un fuerte calentamiento en la misma región. Durante las etapas de comienzo, crecimiento y maduración de los SSWs, las anomalías de la convergencia del flujo de EP, el debilitamiento del flujo zonal, y el calentamiento de la región polar asociados al SSW descienden desde la estratosfera media a la baja. En las primeras etapas, los flujos de ondas anómalos en la troposfera (en torno a 300 hPa) están dirigidos hacia el polo entre los 40°-70°N, lo que indica una actividad de ondas pronunciada procedente de la troposfera y que se propaga al polo, donde se disipa, debilitando el vórtice. Empezando en la etapa de maduración, el flujo anómalo de onda en la estratosfera se dirige hacia abajo, lo que implica actividad de onda anómalamente baja, y es consistente con la presencia de vientos del este. Tras estas etapas, comienza la recuperación del estado no perturbado, y por tanto el debilitamiento de las anomalías de viento y temperatura. En las últimas etapas se observa una recuperación del viento del oeste y anomalías negativas

de temperatura (enfriamiento) en los niveles superiores con propagación descendente. Es decir, tras un calentamiento significativo debido al SSW en la estratosfera polar, se produce un enfriamiento también significativo en su fase de declive.

Acompañando a la señal estratosférica, también existe una señal en la troposfera asociada a los SSWs. La influencia de las anomalías estratosféricas asociadas a los SSWs sobre la troposfera puede persistir hasta un par de meses después de la ocurrencia del SSW (*Baldwin y Dunkerton (1999, 2001)*), en forma de una fase negativa de la Oscilación Ártica (AO) (*Thompson y Wallace (1998, 2000)*). No obstante, no todos los SSWs tienen asociado un impacto en la circulación troposférica cuando se analizan de manera individual. *Nakagawa y Yamazaki (2006)* analizaron qué SSWs se propagaban hacia la troposfera y cuales no. Tras analizar los SSWs con datos de reanálisis de ERA-40, concluyeron que aquellos eventos que se propagaban hacia la troposfera estaban asociados con un flujo de Eliassen-Palm (EP) ascendente fuerte de onda-1 y onda-2, mientras que los eventos que no causaban un impacto apreciable en la troposfera se caracterizaban por un flujo de EP ascendente muy débil de onda-2 en las fases previas al SSW. Por su parte, *Mitchell et al. (2013)* encontraron diferencias en el impacto en superficie de los SSWs dependiendo del tipo (división o desplazamiento (ver Sección 2.2.1)), lo que señala la importancia de su clasificación en la predicción estacional para capturar la respuesta correcta en la superficie.

Señal en la región tropical

Estudios previos han mostrado que la circulación meridiana media también se ve afectada por los SSWs (*Matsuno, 1971*). Estos eventos, que en latitudes polares están asociados con descenso de aire y calentamiento, presentan una señal opuesta en la región tropical, dando lugar a ascenso y enfriamiento en la estratosfera tropical (*Randel et al. (2002)*, *Holton et al. (1995)*, *Haynes et al. (1991)*).

Como se ha descrito en la Sección 1.1.3, la QBO domina la variabilidad de la estratosfera ecuatorial. Estos perfiles de viento cambiantes crean también diferencias en la temperatura de la estratosfera tropical de acuerdo con su fase de la QBO (Figura 1.5), lo que hace difícil analizar la señal en temperatura de los SSWs de forma clara sobre los trópicos (*Taguchi, 2011*).

Existen varios trabajos que han intentado caracterizar la respuesta de los SSWs en la estratosfera tropical, aunque en menor cantidad que los estudios dedicados a latitudes extratropicales.

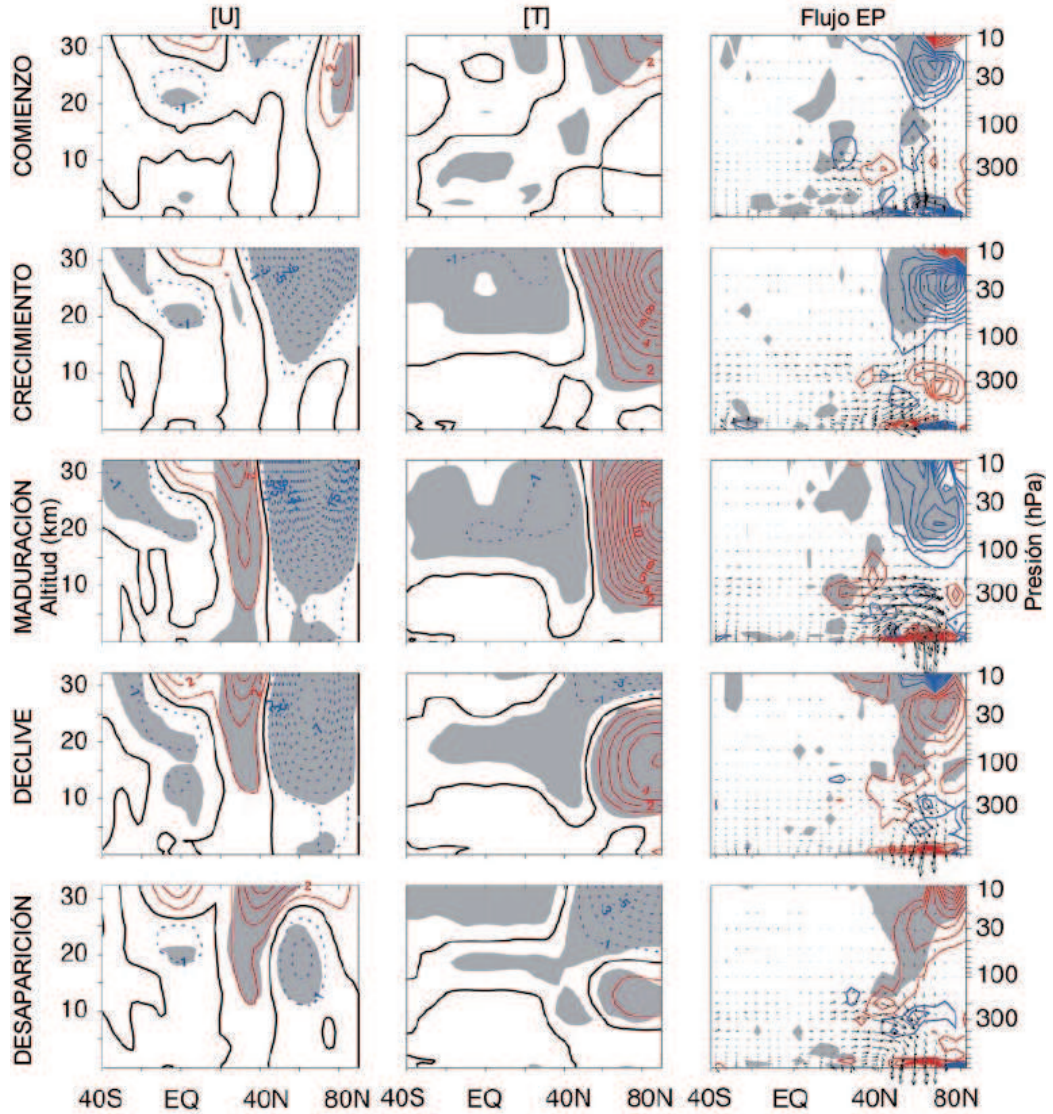


Figura 1.7: (Izquierda) Anomalías de la media zonal del viento zonal, (medio) de temperatura zonal media, y (derecha) flujo EP con su divergencia durante los composites del ciclo de vida de los SSWs. Los contornos negativos vienen marcados con líneas azules discontinuas y el contorno de cero con una línea negra gruesa. Los intervalos del contorno de viento (temperatura) son 1 m/s (1 K). La divergencia de flujo EP (dividida por $\rho_0 a \cos\theta$), se ha representado con contornos cada 0.25 m/s/día con desaceleración en azul. El sombreado gris indica las áreas con un 95 % de nivel de confianza (basado en estadística t). (Adaptada de [Limpasuvan et al. \(2004\)](#))

Kodera (2006) seleccionó 9 eventos con una gran deceleración del viento zonal medio entre 50° y 70°N. Calculó las anomalías como desviaciones respecto a una climatología diaria, e intentó suprimir la señal de la QBO eliminando la media de ± 15 días alrededor de la fecha central del evento, como medida de un estado base no perturbado. Encontró cambios en la actividad convectiva tropical asociados con estos eventos, incluyendo un incremento cerca del hemisferio sur (10°S-ecuador) y un descenso en el hemisferio norte (5°N-15°N).

Taguchi (2011) investigó más en profundidad la contaminación de las anomalías de temperatura asociadas a los SSWs por la QBO. Analizó la señal de diferentes variables atmosféricas descomponiéndolas en dos términos de fluctuaciones temporales de periodo largo y corto. Esto permitía eliminar las variaciones anuales y semianuales y la QBO, y retener sólo las de menor escala temporal como son los SSWs. Encontró que el enfriamiento y ascenso asociados a los SSWs se extienden hasta unos 30°S en las latitudes bajas. También describió una relación del grado de enfriamiento del SSW: el enfriamiento tropical del SSW era más fuerte cuanto más cerca de las latitudes subtropicales se encontraba el forzamiento de onda.

Naito et al. (2003), usando un modelo de circulación de tres dimensiones, llevaron a cabo experimentos con varios perfiles de la QBO en condiciones de invierno perpetuo. Aparecieron diferencias entre las magnitudes del enfriamiento de los SSWs entre las fases este y oeste de la QBO. En concreto, encontraron dos escalas temporales de la respuesta a los SSWs en la temperatura tropical y subtropical de la estratosfera: una corta de pocos días tras el SSW que se extendía hasta el hemisferio de verano (más evidente en la fase oeste de la QBO); y otra más persistente, de varias semanas, más fuerte en los subtrópicos del hemisferio invernal y que se extendía hasta cerca de la tropopausa.

Yoshida y Yamazaki (2011) analizaron el enfriamiento tropical del SSW ocurrido en enero de 2009 descomponiendo el forzamiento debido a las ondas en sus partes troposférica y estratosférica. Concluyeron que el forzamiento estratosférico indujo un enfriamiento en la baja estratosfera por encima de 100 hPa; no obstante, el enfriamiento observado desde 100 hasta 150 hPa estaba relacionado con un forzamiento troposférico asociado a un cambio en la estructura convectiva y la correspondiente disipación de ondas en el nivel de 100 hPa en 15°N. Sin embargo, ambos mecanismos de enfriamiento tropical tenían el mismo origen, el incremento de la actividad de ondas en la troposfera de latitudes medias.

Representación de SSWs en modelos climáticos

Mientras que los avances en la comprensión de las interacciones estratosfera-troposfera suponen un gran potencial para mejorar las predicciones meteorológicas y climáticas, todavía quedan cuestiones importantes por resolver a la hora de implementar estos avances. Desde un punto de vista conceptual y práctico, no está completamente claro qué procesos son necesarios para capturar una estratosfera “bien resuelta” para los propósitos de predicción meteorológica y climática. Añadir más niveles al modelo e incluir procesos estratosféricos (como ondas de gravedad no orográficas, química estratosférica, y microfísica) conllevan un alto coste computacional, y se desconoce el beneficio individual de cada uno de estos procesos. Existen varias iniciativas científicas internacionales como DynVar/SPARC (*Dynamical Variability/ Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate*) que reúnen a multitud de expertos en el campo de la estratosfera y su modelización para avanzar de manera conjunta en el entendimiento de los procesos estratosféricos.

Además, unos 20 grupos especializados en modelos climáticos de todo el mundo, a través de varios programas del *World Climate Research Programme* acordaron promover una nueva serie de experimentos con modelos climáticos de forma coordinada. La quinta fase de este proyecto se llamó CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project*). El objetivo de CMIP5 es el de proporcionar las respuestas con diferentes modelos para: 1) identificar los mecanismos responsables de las diferencias entre modelos en los procesos de retroalimentación pobremente entendidos asociados al ciclo del carbono y las nubes; 2) analizar la “predictibilidad” climática y explorar las capacidades predictivas de los sistemas de predicción en escalas temporales decadales; y más generalmente, 3) entender por qué modelos forzados de forma similar producen un rango tan amplio de respuestas (*Taylor et al., 2012*).

Con el fin de evaluar si los modelos de simulación climática reproducían bien los SSWs, *Charlton y Polvani (2007)* definieron una serie de parámetros para caracterizar los SSWs (frecuencia, intensidad, flujo meridiano de calor...) a partir de datos de reanálisis y que podían ser usados como referencia. Varios de estos parámetros se encuentran descritos en la Sección 2.2.3. En un primer estudio, *Charlton et al. (2007)* compararon estos parámetros con seis modelos de circulación general (GCM) obteniendo unos resultados alentadores en tanto que varios de estos modelos comparaban bien con los reanálisis. En la actualidad, dentro del proyecto CMIP5 se cuenta con multitud de simulaciones

con océano acoplado, obteniendo cada vez mejores resultados con modelos cada vez más similares al mundo real.

Como ejemplo de los impactos en extratropicos reproducidos por los modelos de simulación climática, la Figura 1.8 muestra la propagación descendente del índice del Modo Anular del Norte (NAM) desde la estratosfera, afectando a la troposfera en los dos meses siguientes a los episodios de SSW. Comparando la propagación de este índice, se comprueba que los modelos reproducen de forma muy similar la evolución de la señal desde los 10 hPa hacia abajo, con el impacto que eso supone en la troposfera extratropical en las semanas siguientes al SSW. También dentro del proyecto CMIP5 se comparan la reproducción y caracterización de los SSWs entre modelos *high-top* (aquellos con la cima del modelo por encima de la estratopausa) y los modelos *low-top* (aquellos con la cima del modelo por debajo de la estratopausa). Como ejemplo de estas comparaciones, la Figura 1.9 muestra la frecuencia decadal media de ocurrencia de SSWs para 19 simulaciones históricas de modelos CMIP5. Los modelos *high-top* capturan unas frecuencias más parecidas a los valores de las observaciones, mientras que los modelos *low-top* infraestiman estos valores. Por tanto, es importante preguntarse qué características debe presentar la estratosfera en un modelo para que éste sea capaz de capturar la influencia de la estratosfera en la troposfera. Así mismo, desde una perspectiva científica, es necesario un mejor entendimiento de los mecanismos que acoplan la estratosfera con otros componentes del sistema Tierra (*Gerber et al., 2012*).

1.3. Objetivos de la tesis

A la vista del estado del conocimiento de los SSWs aquí presentado, queda claro que existen todavía muchas preguntas sin responder en cuanto a la caracterización de los mismos. En esta tesis se intentará dar respuesta a algunas de ellas, en concreto a: 1) se estudiará la variabilidad interdecadal del impacto de los SSWs en extratropicos; 2) se investigará la propagación de la señal de los SSWs en la estratosfera tropical.

Por un lado se analizará el impacto de los SSWs en la climatología polar. El objetivo es estudiar la variabilidad interdecadal en algunos parámetros de SSWs (sobre todo frecuencia, distribución estacional e impactos en la temperatura). Se investigará si el enorme calentamiento asociado a los SSWs, puede ser capaz de modificar el promedio climático de la temperatura si la ocurrencia de estos fenómenos se da con mayor frecuencia en determinados meses del invierno. En esta línea de investigación se desarrolla el Capítulo 3,

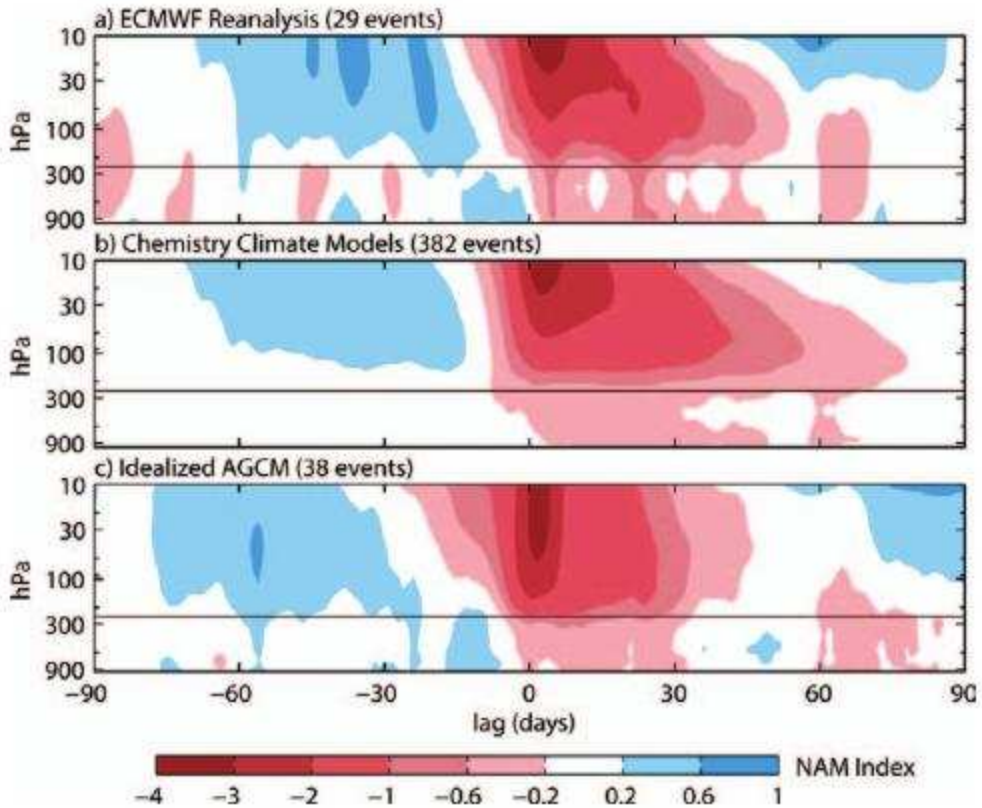


Figura 1.8: Impacto de la variabilidad estratosférica sobre la troposfera en escalas de tiempo intraestacionales. Siguiendo [Baldwin y Dunkerton \(2001\)](#), composites del índice del Modo Anular del Norte como función de la altura alrededor de los eventos de SSW. El índice negativo en la estratosfera caracteriza un debilitamiento del vórtice estratosférico, el cual precede un cambio hacia un índice negativo en la superficie, caracterizando un desplazamiento hacia el ecuador de la corriente en chorro troposférica. (a) Basado en el reanálisis ERA-40 y ERA-Interim. (b) Composite multimodelo basado en 11 simulaciones CCM del siglo XX; un mayor tamaño muestral suaviza el impacto de la variabilidad troposférica. (c) Basado en un modelo atmosférico idealizado GCM [similar al usado en [Gerber y Polvani \(2009\)](#)], sugiriendo que el mecanismo tras el acoplamiento recae en dinámicas de gran escala. Para estos composites, los SSWs se definieron cuando el índice estratosférico cae por debajo de -3 desviaciones estándar en 10 hPa. Las líneas negras delgadas marcan la posición aproximada de la tropopausa extratropical. (Extraído de [Gerber et al. \(2012\)](#)).

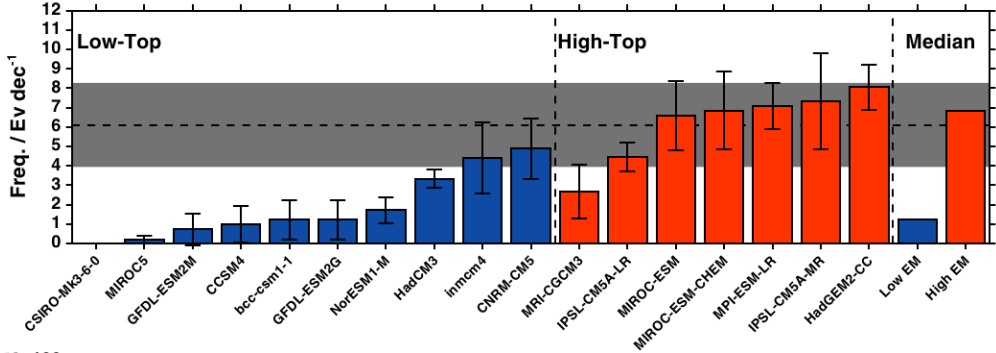


Figura 1.9: Frecuencia decadal media climática de los SSWs, 1960-2000 en 19 simulaciones históricas de modelos CMIP5. Las barras coloreadas muestran el número de SSWs calculados con el algoritmo de [Charlton y Polvani \(2007\)](#), junto con su intervalo de confianza del 95 % para cada estimación. Los modelos mostrados en rojo están clasificados como modelos *high-top*, aquellos en azul son modelos *low-top*. La frecuencia decadal media climática del reanálisis de ERA-40 se muestra con una línea discontinua horizontal negra, y su intervalo de confianza del 95 % para esta estimación en gris. A la derecha se muestran las medianas estimadas para los conjuntos de *low-top* y *high-top*. (Extraído de [Charlton-Perez et al. \(2013\)](#)).

donde se analiza el efecto de los SSWs en la climatología de la temperatura en la región polar para tres periodos distintos, 1957-2002, 1957-1978 y 1978-2002.

Otra de las carencias de estudios anteriores es la caracterización de la señal de los SSWs en la estratosfera tropical. Aunque en la sección anterior se han expuesto una serie de trabajos al respecto, todavía no existe ningún análisis que muestre el comportamiento promedio de estos fenómenos en esta región, así como las posibles diferencias en la propagación de la señal de enfriamiento tropical entre las distintas fases de la QBO. Dicho estudio se presenta en el Capítulo 4.

Para investigar en estos temas, se ha trabajado con datos observacionales provenientes de reanálisis. Para complementarlos, el Capítulo 5 analizará la caracterización y reproducción de los SSWs por parte de las últimas versiones del modelo climático del *National Center of Atmospheric Research* dentro del proyecto CMIP5, como son el CESM1 (WACCM4) (modelo *high-top*) y el CCSM4-WSET (modelo *low-top*). Una vez validado el modelo CESM1 (WACCM) en cuanto a la simulación de los SSWs, se comprobará si éste reproduce los resultados y mecanismos propuestos en el Capítulo 4 obtenidos con datos de reanálisis.

Capítulo 2

Datos y Metodología

2.1. Datos

En los diferentes estudios que comprenden esta tesis, principalmente se han usado datos procedentes de distintos reanálisis, y también se han empleado modelos de simulación climática y análisis a partir de radiosondeos. Las características de cada una de estas fuentes de datos se describen a continuación.

2.1.1. Reanálisis

Los reanálisis constituyen una importante fuente de datos meteorológicos y climatológicos. Se basan en un proceso de asimilación de datos observacionales históricos durante un periodo de tiempo, de modo que un modelo atmosférico proporciona para cada instante un estado tridimensional de la atmósfera lo más compatible posible con las observaciones disponibles. Las observaciones provienen de multitud de fuentes como son satélites, barcos, boyas, radiosondeos, radares, lídares, estaciones meteorológicas, etc. La cobertura espacial de cada una de ellas puede ser muy completa (por ejemplo satélites con cobertura global) o relativamente dispersa (por ejemplo los radiosondeos). Esencialmente, los modelos se usan para interpolar las observaciones a un estado físicamente consistente con ellas, proporcionando un conjunto completo de datos en rejilla. No obstante, existen problemas asociados a los reanálisis que necesitan ser tenidos en cuenta ya que suponen fuentes potenciales de inhomogeneidades e incertidumbres en los datos. En este sentido, es importante tener en cuenta que la cantidad y calidad de los datos

asimilados ha cambiado enormemente a lo largo del tiempo. Particularmente en la era pre-satelital (alrededor de 1979), los datos eran relativamente dispersos y se basaban en redes de medidas *in-situ*. Tras 1979, con la llegada de los datos satelitales, la cantidad de datos se ha incrementado en órdenes de magnitud. También es importante considerar cambios en los dispositivos y su emplazamiento.

Ejemplos de estos conjunto de datos de reanálisis incluyen los reanálisis del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF) como ERA-15, ERA-40 o ERA-Interim; el reanálisis de NCEP/NCAR del *National Centers for Environmental Protection/National Center for Atmospheric Research*; el reanálisis de JRA-25 de la Agencia Meteorológica Japonesa; y MERRA de la NASA entre otros. La Tabla 2.1 resume las principales características de varios de los reanálisis existentes más importantes. Éstos se diferencian principalmente en el modelo que utilizan, la resolución espacial, el nivel superior para el que proporcionan datos y la cobertura temporal, aunque también difieren en la inclusión de mayor o menor número de observaciones y en su tratamiento para evitar inconsistencias. Los reanálisis asimilan toda una serie de datos observacionales que provienen de diferentes fuentes de datos. A medida que se mejora la instrumentación o se incorporan nuevas medidas por parte de diferentes instrumentos, cambia el sistema de observaciones y por tanto se producen ciertos cambios en el reanálisis. La mejora en los nuevos reanálisis, por ejemplo de ERA-40 a ERA-Interim surge de una combinación de mejora del modelo, del sistema de asimilación (procedimiento de asimilación 4D-Var) y una corrección de derivas en las observaciones a la hora de entrar en el sistema de asimilación. Por ejemplo, *Frueglister et al. (2009)* trataron algunos aspectos de la calidad de los datos de ERA-Interim comparados con los datos de ERA-40, y mostraron que ERA-Interim representa mejor el calentamiento diabático en la estratosfera. A continuación se describen los reanálisis usados a lo largo de esta tesis:

Reanálisis de ERA-40. Dentro de los reanálisis del ECMWF, ERA-40 posee el registro de datos más largo, abarcando el periodo comprendido desde septiembre de 1957 hasta agosto de 2002, un total de 45 años. Los datos se pueden encontrar con una resolución horizontal de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de rejilla en latitud y longitud, y con un paso temporal cada 6 horas (00, 06, 12, 18). La resolución vertical se encuentra en dos configuraciones: en niveles de presión (23 niveles que van desde 1000 hPa hasta 1 hPa, con 12 niveles en la estratosfera, esto es por encima de 200 hPa), y en niveles del modelo (60 niveles sigma desde 1000 hPa hasta 0.1 hPa) que se muestran en la Figura 2.1 (*Uppala et al., 2005*).

El conjunto de datos de ERA-40 consiste en datos observacionales que han sido asimilados con el modelo del ECMWF. Se pueden diferenciar varios periodos dentro de

Nombre	Fuente original	Esquema - modelo	Periodo	Resolución	Cima
Climate Forecast System Reanalysis(CFSR)	NCEP	3DVAR 2009	1979/01-2010/12	T382, 64 niv.	0.266 hPa
ERA40	ECMWF	3DVAR 2004	1957/09-2002/08	T159, 60 niv.	0.1 hPa
ERA-Interim	ECMWF	4DVAR 2006	1979/01-2013/01	T255, 60 niv.	0.1 hPa
JRA-25	Japanese Met. Agency	3DVAR 2004	1979/01-2004/12	T106, 40 niv.	0.4 hPa
JRA-55	Japanese Met. Agency	4DVAR 2009	1958/01-2012/12	T319, 60 niv.	0.1 hPa
NASA MERRA	NASA	GEOS IAU 2009	1979/01-2013/01	0.5°x0.667°, 72 niv.	0.01 hPa
NCEP-NCAR (R1)	NCEP/NCAR	3DVAR 1995	1948/01-2013/01	T62, 28 niv.	3 hPa
NCEP Reanalysis (R2)	NCEP DOE	3DVAR 2001	1979/01-2012/12	T62, 28 niv.	3 hPa
NOAA 20th-Century Reanalysis, Ver. 2	NOAA ESRL CIRES CDC	Ensemble Kalman Filter 2009	1871/01-2010/12	T62 28 niv.	10 hPa

Tabla 2.1: Caracterización de los distintos reanálisis.

este reanálisis: 1957-1971 cuando sólo se usaron en la estratosfera radiosondeos y sondas cohete, y 1972-2002 cuando se incorporaron por primera vez datos de satélites. En el pasado, los datos de radiosondeo sólo llegaban hasta unos 10 hPa, en cambio, las sondas cohete podían cubrir toda la estratosfera recogiendo medidas continuas a lo largo de su trayectoria. No obstante, debido al precio y complejidad de estas sondas, eran menos comunes que los radiosondeos y por tanto contribuyeron menos al reanálisis. En general, las estructuras de gran escala a través de la estratosfera se representan razonablemente bien en el periodo 1958-1971, sin embargo las estructuras con escalas pequeñas no están tan bien representadas por encima de 10 hPa (*Uppala et al. (2005); Simmons y Gibson (2000)*). Como se ha mencionado, para el periodo 1972-2002 el reanálisis incluye datos de algún satélite; en concreto el reanálisis asimila temperatura a través del VTPR (*Vertical Temperature Profile Radiometer*) de 1972 a 1978, aunque es a partir de 1979 cuando se incorporan un mayor número de variables y datos satelitales. Estas incluyen las observaciones de TOVS (*TIROS Operational Vertical Sounder*), especialmente útil en la estratosfera ya que contiene el radiómetro SSU (*Stratospheric Sounding Unit*) y desde 1998 en adelante el radiómetro AMSU (*Advanced Mesospheric Sounding Unit*) que da cobertura a la alta estratosfera, alcanzando áreas inaccesibles por los radiosondeos. También a partir de 1979 se incorporaron datos de ozono de los satélites TOMS/SBUV.

Reanálisis de ERA-INTERIM. El objetivo principal que ERA-Interim pretendía alcanzar era superar los problemas de asimilación de datos encontrados durante la producción de ERA-40. Estos están principalmente relacionados con la representación del ciclo hidrológico y la calidad de la circulación estratosférica entre otros. Su segundo objetivo fue mejorar varios aspectos técnicos del reanálisis, como la selección de datos, el control de calidad, la corrección de sesgos, cada uno de los cuales puede tener un impacto muy grande en la calidad de los productos de reanálisis (*Dee et al., 2011*). Aunque abarca un periodo menor que ERA-40, los datos están disponibles desde enero de 1979 y se van actualizando periódicamente. La resolución vertical es similar al reanálisis de ERA-40 con 60 niveles del modelo.

Reanálisis de NCEP/NCAR. El reanálisis de NCEP/NCAR es un proyecto conjunto entre el *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) y el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). El objetivo de este esfuerzo conjunto es el de producir un reanálisis usando datos históricos de 1948 en adelante con un mismo modelo atmosférico (*Kalnay et al., 1996*). Aunque el sistema de asimilación de datos del reanálisis se ha mantenido constante, el sistema de observación ha evolucionado sustancialmente. Podemos separar la evolución del sistema global de observaciones en 3 grandes fases: el

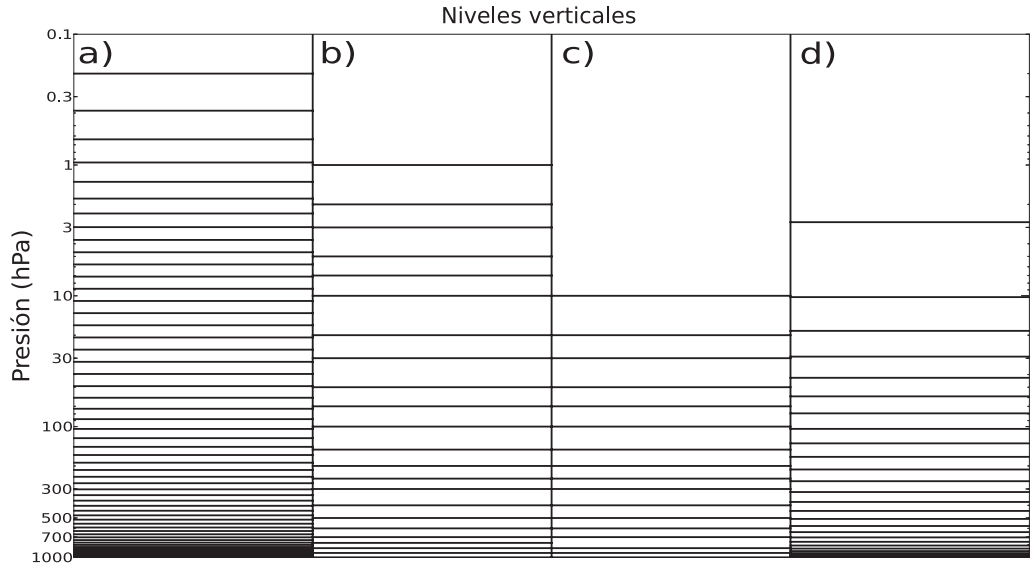


Figura 2.1: Niveles verticales empleados en los reanálisis del ECMWF (ERA-40 y ERA-Interim): (a) niveles del modelo en coordenadas sigma (se ha considerado la presión superficial igual a 1000 hPa), y (b) niveles de presión. Niveles verticales en el reanálisis de NCEP/NCAR: (c) niveles de presión y (d) niveles sigma.

periodo “temprano” desde los años 40 hasta el Año Internacional de la Geofísica en 1957, cuando se establecieron las primeras observaciones en la alta atmósfera; la “red moderna de medidas de radiosondeos” desde 1958 hasta 1978; y la era “de satélites modernos” desde 1979 hasta el presente (*Kistler et al., 2001*). La resolución vertical en niveles de presión es de 17 niveles entre 1000 y 10 hPa, mientras que la máxima resolución vertical en niveles sigma del modelo es de 28 niveles, con la cima en 3 hPa (Figura 2.1).

Para esta investigación se han usado principalmente datos de los reanálisis del ECMWF, aunque en algunos casos también se emplearon datos del NCEP/NCAR con el fin de analizar la sensibilidad de los resultados respecto al reanálisis empleado. La preferencia por los reanálisis del ECMWF se debe a que el nivel más alto del modelo se encuentra en 0.1 hPa y tiene 60 niveles en la vertical, mientras que el reanálisis de NCEP/NCAR (R1) tiene sólo 28 niveles y su nivel más alto está en 3 hPa. Se consideró que esta mayor resolución vertical en la estratosfera podría proporcionar mejores resultados en la caracterización de los SSWs. Las principales variables empleadas han sido los promedios zonales de temperatura y viento zonal, en rejillas de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ en latitud y longitud y promediadas a valores diarios a partir de los datos cada 6 horas,

así como las variables necesarias para el cálculo de la divergencia de flujo de Eliassen-Palm a partir de las Ecuaciones 1.1.1 detalladas en la Sección 1.1.1. Debido al cambio en la densidad de los datos satelitales asimilados en los reanálisis, se han considerado dos periodos distintos tanto en el reanálisis ERA-40 como en el de NCEP-NCAR, hasta 1978 (pre-1979) y desde 1979 (post-1979). *Martineau y Son (2010)* sugirieron que todos los reanálisis de la generación actual reproducen los eventos extremos de la estratosfera y su propagación descendente en latitudes altas del hemisferio norte razonablemente bien. Así, para el estudio de la variabilidad decadal asociada a los SSWs en la región extratropical (Capítulo 3) se analizará todo el periodo disponible de datos (1957-2002), si bien se estudiarán las diferencias entre los periodos pre- y post-satelital. En cambio, en el Capítulo 4 se utilizará sólo el periodo post-satelital, desde 1979 hasta 2012 del reanálisis de ERA-Interim, ya que no existen estudios sobre la fiabilidad de datos estratosféricos en los trópicos para el periodo pre-satelital en los reanálisis durante la ocurrencia de SSWs. Por las características del estudio de la señal tropical de los SSWs (Capítulo 4), se consideraron los niveles propios del modelo, contando así con la mayor resolución vertical de la estratosfera. En este caso se emplearon 15 niveles verticales sigma que coinciden aproximadamente con 5.2, 6.4, 8.0, 9.9, 12.3, 15.2, 18.8, 23.3, 28.9, 35.8, 44.3, 54.6, 66.6, 80.4 and 95.7 hPa (Figura 2.1).

2.1.2. Análisis de la Universidad Libre de Berlin

El conjunto de datos de la Universidad Libre de Berlin (*Freie Universität Berlin*, FUB) consiste en 35 años de datos diarios (cada dos días en verano) de los campos de altura geopotencial y temperatura en 50, 30 y 10 hPa en el hemisferio norte. El análisis hemisférico se produjo en tiempo real con una técnica subjetiva de análisis, usando los informes de radiosondeos de las 00UT de una red observacional, por un equipo de meteorólogos experimentados.

En el procedimiento de análisis, se asumieron las condiciones de balance geostrófico e hidrostático, y se les dio gran prioridad a las observaciones de viento. La imposición de estas condiciones de equilibrio asegura un conjunto de datos consistente a escala sinóptica, si bien puede resultar en valores que se desvíen de los informes locales de radiosondeo debido a la presencia de estructuras mesoescalares así como a errores observacionales. Por tanto, el análisis de Berlin proporciona datos diarios de la estratosfera baja y media adecuados para el estudio de fenómenos de gran escala, y supone una fuente de datos independiente de los satélites.

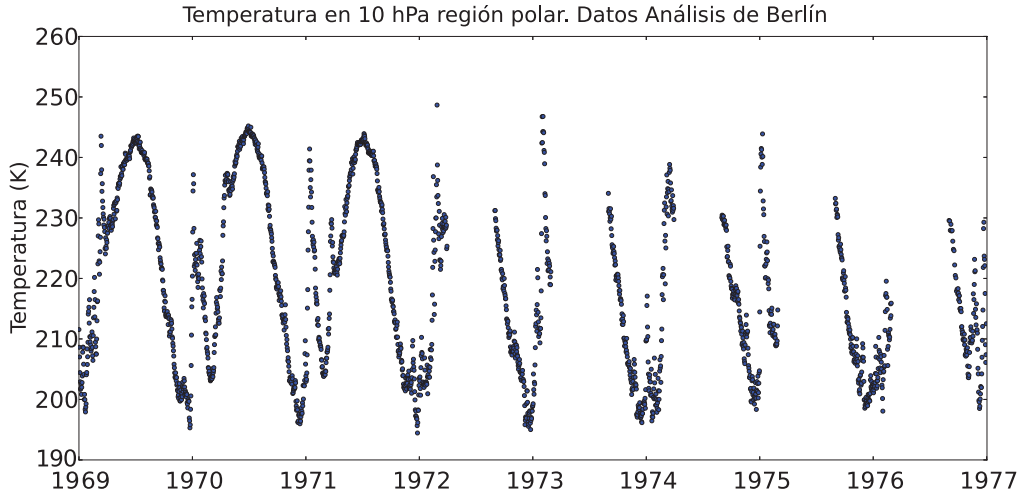


Figura 2.2: Datos en 10 hPa del promedio zonal de la temperatura en la región polar (60° - 90° N, ponderado por el área) del conjunto de datos de análisis de FUB desde enero de 1969 hasta diciembre de 1976.

Los datos están disponibles en formato regular de rejilla de $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ para el hemisferio norte. En este trabajo se han usado los datos de temperatura en 10 hPa para corroborar los resultados obtenidos con los reanálisis. La Figura 2.2 muestra un ejemplo de la serie temporal de los datos desde 1969 hasta 1976. La mayoría de los datos perdidos corresponde a los meses de verano. Para este estudio se seleccionó el periodo de 1965 a 1997 de septiembre a marzo. A pesar de que estos datos proporcionan una continuidad temporal adecuada durante los meses de invierno (diciembre-enero-febrero), en el periodo seleccionado existe un 33 % de datos perdidos en los meses de marzo.

2.1.3. Modelos climáticos

Estudios recientes han demostrado que se necesita una correcta simulación de la estratosfera y su variabilidad para la adecuada simulación del tiempo y clima troposféricos. [Gerber et al. \(2012\)](#) resumen la investigación reciente y el estado del conocimiento actual sobre el acoplamiento bidireccional de la estratosfera con otros componentes del sistema terrestre.

En esta tesis se usan dos versiones del modelo climático desarrollado en NCAR, el CESM1-(WACCM4) (*Community Earth System Model1-Whole Atmosphere Commu-*

nity Climate Model) y el CCSM4-WSET (*Community Climate System Model-WACCM set*) (Marsh et al., 2013). Tanto el modelo CESM1 (WACCM) como el CCSM4 forman parte del conjunto de modelos analizados y comparados dentro del proyecto CMIP5 descrito en la Sección 1.2.3. Una de las mejoras de la primera versión del CESM1, respecto al CCSM4 en el cual se basa, es la inclusión de un modelo de atmósfera “high-top” que se extiende en altitud hasta la baja termosfera e incluye química completamente interactiva. Este modelo es el WACCM, que ha sido usado de forma independiente para estudiar la variabilidad en la dinámica y la distribución de especies menores en la estratosfera y mesosfera. Estudios anteriores con WACCM han permitido investigar las tendencias resultantes del incremento de gases de efecto invernadero (e.g. Garcia et al. (2007)), la respuesta de la atmósfera al ciclo solar y el flujo de partículas energéticas (e.g. Marsh et al. (2007); Matthes et al. (2010); Jackman et al. (2009)), el desarrollo y recuperación del agujero de ozono (Eyring et al. (2007), Eyring et al. (2010)) o la respuesta de la estratosfera a ENSO (Sassi (2004); Calvo et al. (2010)) entre otros. Estos trabajos han usado normalmente unas temperaturas superficiales del mar (SST) observadas impuestas como condiciones de contorno y, en unos pocos casos, se ha acoplado el modelo atmosférico WACCM a un modelo de océano. La inclusión de WACCM como componente atmosférico de CESM, recibe el nombre de CESM1 (WACCM), y permite realizar simulaciones de clima pasado y futuro que intentan capturar los procesos de acoplamiento entre la atmósfera media y superior, la troposfera, la criosfera y el océano.

Para las simulaciones de CESM1(WACCM), se incluyen las componentes de océano activo y banquisas descritas en Holland et al. (2012) y Danabasoglu et al. (2012). La resolución nominal latitud-longitud del océano y del hielo marino es 1° , la misma que en las simulaciones de CCSM4. La atmósfera está representada por la versión 4 de WACCM, que incluye todas las parametrizaciones físicas de la versión 4 del *Community Atmospheric Model* (CAM4) (Neale et al., 2013). El modelo WACCM se extiende desde la superficie hasta $5,1 \times 10^{-6}$ hPa (aproximadamente 140 km), tiene 66 niveles en la vertical y una resolución horizontal de 1.9° latitud y 2.5° longitud. Algunas mejoras notables sobre la versión 3 de WACCM, descritas en Garcia et al. (2007), incluyen una versión actualizada de la parametrización de ondas de gravedad no orográficas generadas por sistemas frontales y convección, y un forzamiento superficial debido a topografía no resuelta (Richter et al., 2010). Esto último, denominado en inglés *turbulent mountain stress* (TMS), condujo a una mejora muy notable en la frecuencia de SSWs del hemisferio norte en simulaciones de WACCM no acopladas (Richter et al., 2010). El modelo consigue una representación de la QBO por medio de la relajación de la componente zonal del vien-

to zonal en el ecuador entre 86 y 4 hPa siguiendo la variabilidad interanual observada (similar al empleado por *Matthes et al. (2010)*).

El modelo CCSM4 usado para las simulaciones de CMIP5 difiere de CESM1 (WACCM) en que sus concentraciones de gases radiativamente activos están especificadas dado que no es un modelo con química interactiva, no incluye una QBO, ni ondas de gravedad no orográficas, y no tiene el TMS activo. Además, CCSM4 tiene como componente atmosférico a CAM4 que incluye 26 niveles verticales y la cima del modelo en 3.54 hPa (aproximadamente 40 km). Los 18 niveles de presión entre la superficie y 100 hPa son idénticos en CESM1 (WACCM) y CCSM4. No obstante, CESM1 (WACCM) tiene una resolución vertical mayor entre 100 hPa y el nivel más alto de CCSM4 (17 niveles en WACCM frente a 8 en CCSM4, ver Figura 2.3). La resolución horizontal de CCSM4 es de 0.95° en latitud y 1.25° en longitud. La ausencia de TMS y la diferencia en resolución horizontal hacen difícil determinar si las diferencias de las simulaciones son debidas a estos rasgos del modelo, a la extensión vertical del modelo hasta la termosfera, la inclusión de química interactiva, o una combinación de todas ellas. Así, para determinar la influencia de la representación de la estratosfera se han seleccionado una serie de simulaciones con CCSM4 con la resolución horizontal de CESM1 (WACCM) ($1.9^\circ \times 2.5^\circ$) y con el TMS activo. Esta configuración del modelo se llamó CCSM4-WSET y presenta las mismas características que CESM1 (WACCM), pero conservando la misma cima de la atmósfera y química especificada que en CCSM4. Es importante resaltar que esta versión es por tanto distinta a la usada para el proyecto CMIP5. Por brevedad, en el resto de la tesis se empleará indistintamente la nomenclatura tanto CESM1(WACCM4) como WACCM.

Descripción de las simulaciones

Se han utilizado en total un conjunto de tres simulaciones de CESM1 (WACCM4) con todos los forzamientos observados durante el periodo 1960-2005. El forzamiento observado incluye cambios en las concentraciones superficiales de especies radiativamente activas, el espectro de irradiancia solar diario, el calentamiento por compuestos de azufre derivados de las erupciones volcánicas, y la QBO. Estas simulaciones se han designado como 002, 003 y 004, y únicamente difieren entre sí en sus condiciones iniciales. También se usaron tres simulaciones de CCSM4-WSET de 1960-2005 (004, 005 y 006). Los dos conjuntos de tres simulaciones se han analizado por separado, aunque también se han concatenado para obtener dos conjuntos de 135 años con ambos modelos.

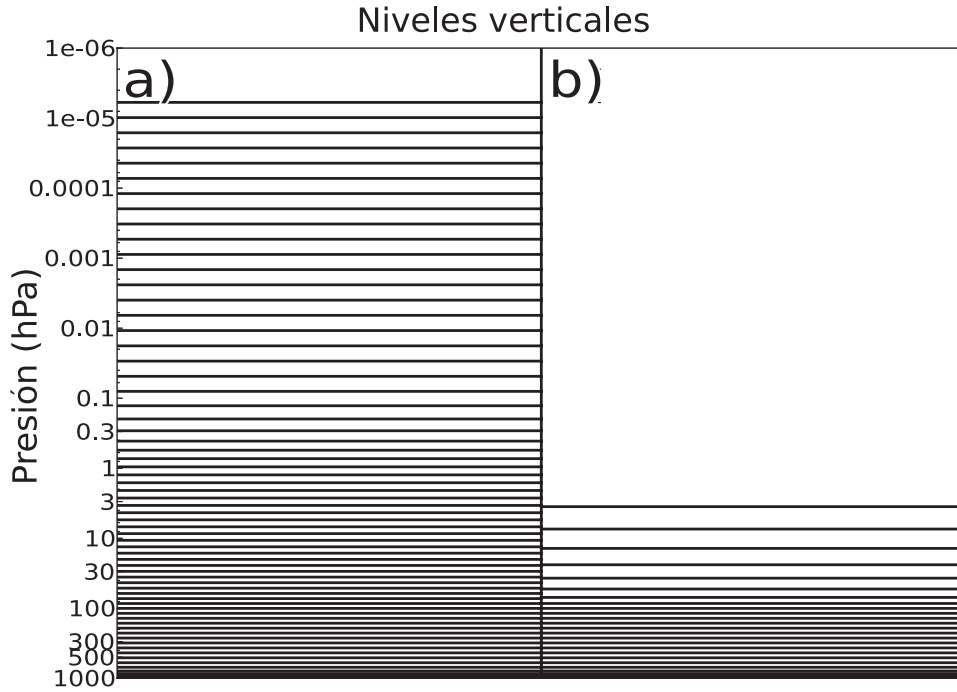


Figura 2.3: Niveles verticales de los modelos: a) CESM1 (WACCM4), b) CCSM4.

Simulación WACCM3.5.48 sin QBO

En el Capítulo 5 se ha usado una simulación del modelo WACCM 3.5.48, que es la versión atmosférica en que se basa CESM1 (WACCM4) aunque sin estar acoplada al océano. Las condiciones de contorno son las de REFB1 (*Stratospheric Processes and their Role in Climate, CCM Validation Activity* (SPARC CCMVal), 2010), es decir, se usan las SSTs y el ciclo solar observados, y los gases de gases de efecto invernadero se calculan de emisiones observadas. La diferencia con las simulaciones REFB1 es que en este caso no presenta una QBO asimilada, sino que los vientos en los trópicos son vientos débiles del este. Esta simulación es la misma que en [Richter et al. \(2011\)](#), aunque en este caso se analiza una simulación para un periodo mayor (1954-2005).

2.2. Metodología

A continuación se van a describir los diferentes tipos de SSWs atendiendo a la definición de la OMM, así como los algoritmos empleados para su identificación por diferentes autores, y distintos parámetros para la caracterización de los principales rasgos de los SSWs.

2.2.1. Clasificación de los SSWs

Existen cuatro categorías de SSWs que se detallan a continuación (una revisión más a fondo se puede ver en [Labitzke \(1977\)](#)). Generalmente la clasificación se hace atendiendo al gradiente de temperatura y al viento zonal, las definiciones de SSW mayor y menor dadas aquí corresponden con las de la OMM y se aplican al invierno generalmente considerado desde noviembre hasta marzo.

1. Un calentamiento *mayor* ocurre cuando el gradiente de temperatura meridiano entre 60° y 90° se invierte de forma que la temperatura aumenta hacia el polo en 10 hPa, y a su vez se produce una inversión del viento en 60° en el nivel de 10 hPa (es decir, el promedio zonal del viento zonal del oeste cambia a un flujo del este). Un rasgo característico de estos calentamientos es la ruptura del vórtice polar, seguido de su recuperación gradual a su estado de pre-calentamiento.
2. Los calentamientos *menores* ocurren cuando el gradiente meridiano de temperatura se invierte, esto es, la temperatura aumenta hacia el polo, pero no hay un cambio en la dirección de los vientos o una ruptura del vórtice polar durante estos calentamientos, como sí ocurría en los SSWs *mayores*.
3. Los calentamientos *finales* ocurren al final de cada invierno, cuando la noche polar llega a su fin y las temperaturas de la estratosfera aumentan a ritmo constante. El gradiente meridiano de temperatura que fuerza los fuertes vientos del oeste en la estratosfera desaparece, llevando inevitablemente a un cambio en la dirección del promedio zonal del viento zonal, acompañado por la completa destrucción del vórtice polar. Al contrario que en los calentamientos mayores, el vórtice no se recupera tras estos eventos de manera que los vientos zonales se mantienen del este, marcando la transición del invierno al verano, y de ahí el término de “calentamiento final”.

4. Los calentamientos *canadienses* sólo se observan en el hemisferio norte. Estos episodios se identifican con los criterios de calentamientos mayores y menores, aunque [Labitzke \(1977\)](#) y [Labitzke y Naujokat \(2000\)](#) determinaron que eran distintos de aquellos, ya que están caracterizados por un desplazamiento del vórtice polar debido al anticiclón Aleutiano. Además tienden a ocurrir en noviembre, a diferencia de los SSWs mayores y menores que son más frecuentes entre diciembre y febrero.

Esta tesis se ha centrado únicamente en el estudio de los SSWs mayores. Debido a la dependencia con el ciclo radiativo anual, la dinámica de los calentamientos finales es distinta a la de los mayores. En particular, al final de cada invierno ocurre siempre un único calentamiento final en cada hemisferio, mientras que la ocurrencia de los calentamientos mayores es más impredecible, y un mismo invierno puede experimentar uno, dos o ningún episodio. Como sólo se consideran los eventos de tipo mayor, el acrónimo SSW de calentamientos súbitos estratosféricos se utilizará en toda la tesis para referirse exclusivamente a episodios de calentamiento mayores no finales.

Los SSWs también se clasifican atendiendo a la morfología de la ruptura del vórtice polar. Así, existen eventos tipo desplazamiento (*displacement* en inglés) y tipo división (*split* en inglés). La evolución de los eventos tipo desplazamiento muestra cómo el vórtice se traslada de una posición centrada en el polo a una en latitudes menores (Figura 2.4a). En cambio, durante un SSW de división, el vórtice se divide en dos partes de tamaño similar (Figura 2.4b). [Charlton y Polvani \(2007\)](#) delimitaron áreas de mayor vorticidad absoluta, calcularon la razón entre las dos más grandes en el nivel de 10 hPa, y clasificaron los SSWs como tipo división si dicho cociente excedía un valor umbral dado, y tipo desplazamiento si no lo hacía. El algoritmo empleado incluye una serie de parámetros ajustables que eligieron para obtener los mejores resultados comparándolos con un análisis subjetivo. En esta tesis, la clasificación del tipo de SSW se ha extraído de [Charlton y Polvani \(2007\)](#).

2.2.2. Identificación de los SSWs

A pesar de que existe una definición de los SSWs de la OMM, muchos autores han aplicado modificaciones a dicha definición o han identificado los SSWs atendiendo a otros criterios. En este apartado se describen algunos de los métodos empleados en la bibliografía, y se justifica la identificación empleada en la tesis.

Uno de los algoritmos más utilizados para la identificación de SSWs, es el que utilizaron [Charlton y Polvani \(2007\)](#) (CP07) y que se basa en la definición de la OMM

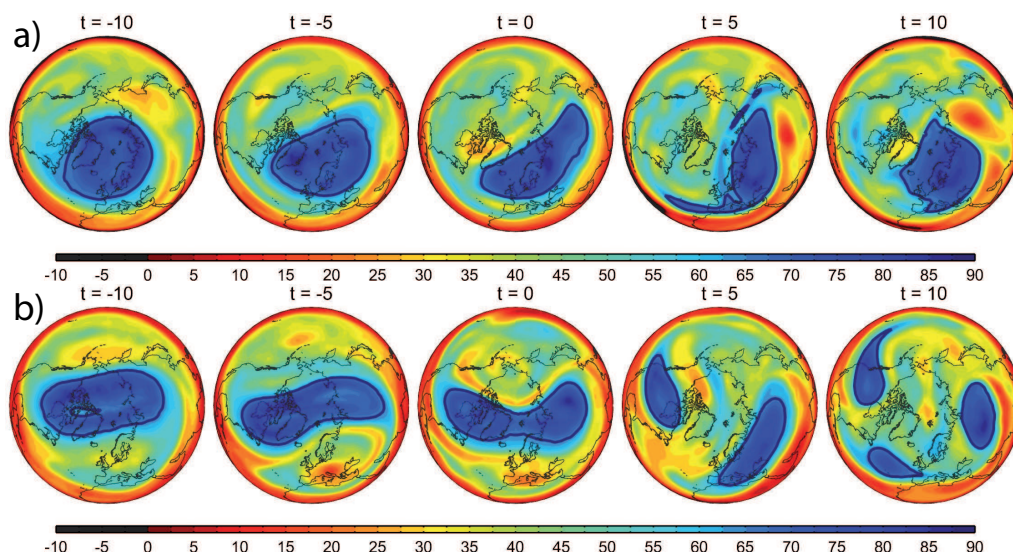


Figura 2.4: Evolución del vórtice polar en el nivel de 700 K en coordenadas de latitud equivalente para los días -10, -5, 0, +5 y +10 desde las fechas centrales de cada SSW. Arriba para el SSW tipo desplazamiento del 23 de enero de 1987 y abajo para el SSW de tipo división del 24 de enero de 2009. Las líneas gruesas identifican el borde del vórtice mediante el valor de latitud equivalente de 60°N.

descrita en la sección anterior. Éste requiere un cambio de vientos del oeste a vientos del este en 10 hPa y 60°N en el periodo de noviembre a marzo. La fecha central del SSW se define como el primer día en el que se detecta el promedio zonal del viento zonal del este. Cuando se identifican 2 episodios con vientos zonales del este que están separados por menos de 20 días, el algoritmo los considera un mismo episodio. El catálogo excluye la posibilidad de que el calentamiento sea final demandando que el retorno a vientos del oeste dure al menos 10 días consecutivos antes del final de la estación del invierno.

Limpasuvan et al. (2004) (LIM04) seleccionan los eventos a partir de un análisis de funciones empíricas ortogonales (EOF, de sus siglas en inglés) del viento zonal en 50 hPa para la región de 20° a 90°N. A partir de la serie temporal de la primera componente principal suavizada por un filtro paso bajo de 15 días y definiendo unos umbrales de -1 y +1 desviaciones estándar, seleccionan eventos de SSW (*Limpasuvan et al., 2004*) y de vórtice polar intenso (*Limpasuvan et al., 2005*) respectivamente.

Kodera (2006) (KOD06) emplea una definición más dinámica de SSWs basada también en el campo de viento zonal, que de acuerdo con la ecuación:

$$U_t = fv^* + \text{div}(F)$$

debe compensar la actividad de ondas (divergencia de EP) y el efecto de Coriolis de la circulación residual (fv^*). U es la media zonal del viento zonal en 10 hPa promediada sobre 50°-70°N. Para eliminar variaciones de alta frecuencia, U_t se define como la diferencia entre dos promedios de 7 días de U en un periodo de 8 días. Seleccionó como día central aquel en el que U_t experimenta la mayor deceleración, siempre que ésta exceda $-2 \text{ ms}^{-1}/\text{día}$, entre los meses de diciembre a febrero. No obstante, esta definición requiere de un posterior análisis subjetivo para comprobar la idoneidad de la fecha central.

Existen otras metodologías que no se basan en el viento zonal como variable para la selección de SSWs. [Taguchi y Hartmann \(2005\)](#) (TAG05) analizaron la temperatura en el polo norte en 10 hPa, y definieron los SSWs a partir de los periodos en los que las anomalías de temperatura excedían $+30 \text{ K}$ (con respecto a su climatología diaria). La fecha central del SSW la definieron entonces como el día de dicho periodo en que la anomalía de temperatura alcanzaba su valor máximo. Más recientemente, se han propuesto otras definiciones más sofisticadas, basadas en la caracterización del vórtice polar (definido a partir de la distribución de PV sobre la superficie isentrópica de 850 K, unos 10 hPa), y en el cálculo de series temporales de su área, la razón de aspecto, y la latitud del centroide, que permiten identificar los eventos de ruptura de éste ([Mitchell et al. \(2011\)](#), MIT11).

La Figura 2.5 compara las fechas de ocurrencia (días centrales) de los SSWs identificadas por cada una de las metodologías descritas anteriormente. En color negro se indican los SSWs detectados con la metodología de CP07. Ésta es la que más se aproxima a la definición de la OMM, y por tanto es la más restrictiva y presenta menos eventos (29). Se observa como en la década de los 90 hay ocho inviernos consecutivos sin SSWs, mientras que tras estos años ocurrieron 6 eventos en tan sólo 4 inviernos lo que indica una gran variabilidad interdecadal. Por su parte, la metodología de LIM04 (líneas azules), identifica un mayor número de SSWs que CP07 (39 eventos). Un total de 26 de los 39 eventos corresponden a SSWs mayores siguiendo la definición de la OMM, y 2 a la definición de SSW menor. Los 11 restantes corresponden a debilitamientos del vórtice polar que no pertenecen a uno u otro grupo. Las líneas verdes identifican los SSWs de KOD06. Hay un total de 33 SSWs identificados, es notable la gran cantidad de ellos durante la década de los 90 en comparación con las otras metodologías. Por su parte, el método de TAG05

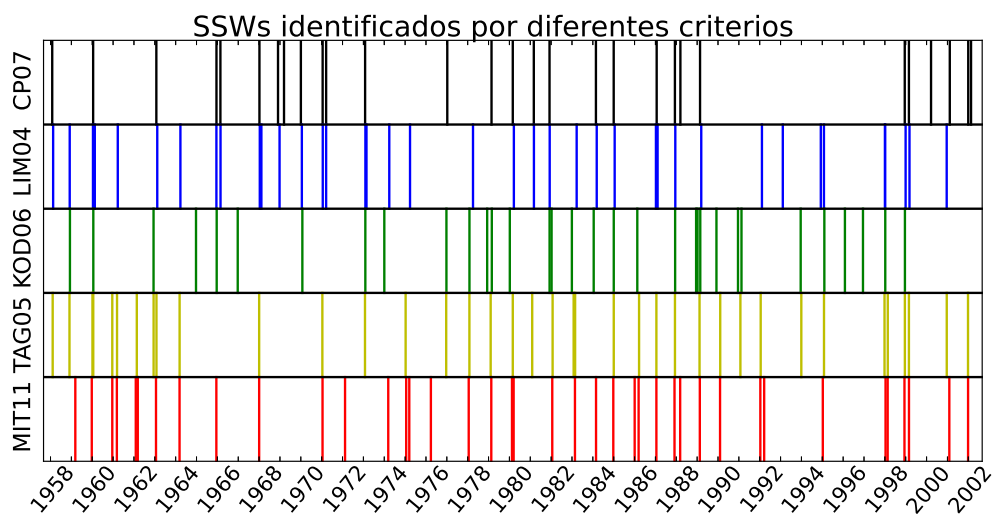


Figura 2.5: Distribución de las fechas centrales de los eventos de SSW identificados según los algoritmos de: *Charlton y Polvani* (2007), CP07 (a); *Limpasuvan et al.* (2004), LIM04 (b); *Kodera* (2006), KOD06 (b); *Taguchi y Hartmann* (2005), TAG05 (d); y *Mitchell et al.* (2011), MIT11 (e). Datos de ERA-40.

(líneas amarillas), y el de MIT11 (líneas rojas), coinciden bastante bien entre sí en la mayoría de eventos, si bien incluyen muchos SSWs menores.

En la Figura 2.6 se comparan los composites de la evolución temporal de dos magnitudes características de los SSWs, calculadas con respecto a la fecha central de los SSWs identificados con cada metodología. Las variables representadas en los composites son la anomalía de temperatura en la región polar (60° - 90° N) en 10 hPa y el viento zonal en 60° N y 10 hPa. La evolución de la anomalía de temperatura polar muestra cómo los métodos de CP07, TAG05 y KOD06 sitúan el máximo calentamiento muy próximo al día central (día 0), si bien lo hacen con distinta intensidad. El mayor cambio térmico se obtiene con los eventos identificados por TAG05, seguido por CP07, mientras que para KOD06 la magnitud del cambio de temperatura es una tercera parte que la de TAG05. El calentamiento mostrado por el método de TAG05 no es sorprendente, pues dicho método se basa en la identificación de SSWs a partir del periodo de máxima anomalía de temperatura. Respecto a las variaciones del viento zonal, el único método que muestra un cambio de vientos del oeste a vientos del este corresponde a CP07, mientras que las otras definiciones muestran grandes deceleraciones del vórtice en 60° N aunque sin cambio en la dirección del viento.

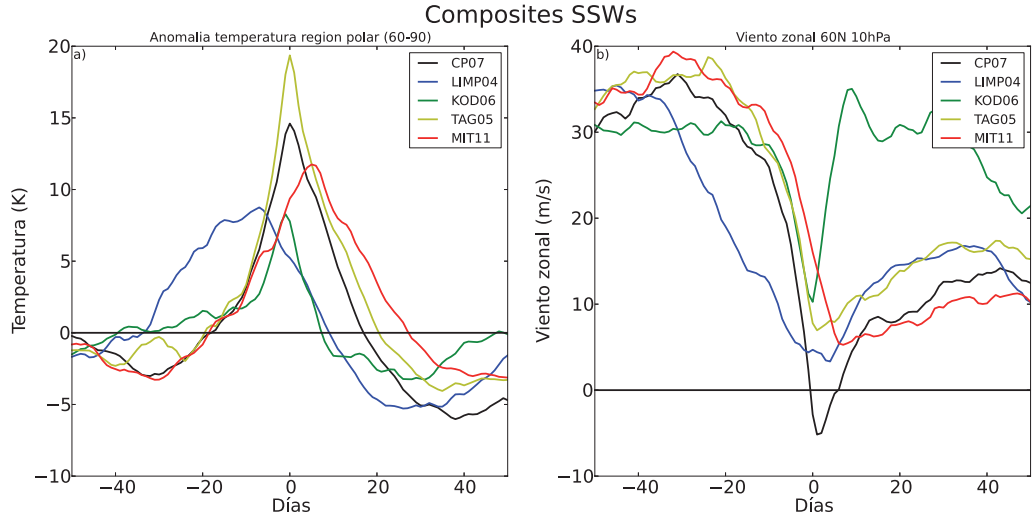


Figura 2.6: a) Composites de la evolución de la anomalía de temperatura en la región polar (60° - 90° N promediando por el área) en 10 hPa para los SSWs identificados por las distintas metodologías. b) igual que a) pero para la evolución del viento zonal en 60° N en 10 hPa. Datos de ERA-40.

Para los estudios de esta tesis se ha optado por la metodología de CP07, por ser la más extendida en la literatura y la que más se ajusta a la definición de la OMM. Para los reanálisis de ERA-40 y NCEP/NCAR se consideró el periodo común entre ellos, que comprende desde septiembre de 1957 a agosto de 2002, mientras que para el reanálisis de ERA-Interim se ha usado el periodo desde enero de 1979 hasta diciembre de 2012. Aplicando esta metodología a los valores diarios medios de la media zonal del viento zonal en 60° N y 10 hPa, se han encontrado un total de 29 SSWs en ERA-40 y de 26 en NCEP/NCAR para el periodo de 1957-2002, y de 24 SSWs para ERA-Interim. Las fechas centrales de los SSWs se muestran en la Tabla 2.2. Estas fechas varían en 6 SSWs comparadas con la Tabla 1 del artículo de CP07. No obstante, las diferencias en las fechas centrales no exceden de 2 días para ERA-40. Además el método aquí aplicado al reanálisis de NCEP/NCAR no identifica un evento sí considerado por CP07. Estas discrepancias se deben a que *Charlton y Polvani (2007)* emplearon datos a las 12h de la mañana, mientras que aquí se han analizado promedios diarios. Este mismo método se ha aplicado a las simulaciones de los modelos climáticos que se abordarán en el Capítulo 5.

N	NCEP-NCAR	ERA-40	ERA-INTERIM
1	30 Ene 1958	31 Ene 1958 (S)	
2	30 Nov 1958		
3	16 Ene 1960	17 Ene 1960 (D)	
4		28 Ene 1963 (S)	
5	23 Mar 1965		
6	8 Dic 1965	16 Dic 1965 (D)	
7	24 Feb 1966	23 Feb 1966 (S)	
8		7 Ene 1968 (S)	
9	27 Nov 1968	28 Nov 1968 (D)	
10	13 Mar 1969	13 Mar 1969 (D)	
11	2 Ene 1970	2 Ene 1970 (D)	
12	17 Ene 1971	18 Ene 1971 (S)	
13	20 Mar 1971	20 Mar 1971 (S)	
14	2 Feb 1973	31 Ene 1973 (S)	
15		9 Ene 1977 (S)	
16	22 Feb 1979	22 Feb 1979 (S)	22 Feb 1979
17	1 Mar 1980	1 Mar 1980 (D)	1 Mar 1980
18		4 Mar 1981 (D)	4 Mar 1981
19	4 Dic 1981	4 Dic 1981 (D)	4 Dic 1981
20	24 Feb 1984	24 Feb 1984 (D)	24 Feb 1984
21	2 Ene 1985	1 Ene 1985 (S)	1 Ene 1985
22	23 Ene 1987	23 Ene 1987 (D)	23 Ene 1987
23	8 Dic 1987	8 Dic 1987 (S)	8 Dic 1987
24	14 Mar 1988	14 Mar 1988 (S)	14 Mar 1988
25	22 Feb 1989	21 Feb 1989 (S)	21 Feb 1989
26	15 Dic 1998	15 Dic 1998 (D)	15 Dic 1998
27	25 Feb 1999	26 Feb 1999 (S)	26 Feb 1999
28	20 Mar 2000	20 Mar 2000 (D)	20 Mar 2000
28	11 Feb 2001	11 Feb 2001 (D)	11 Feb 2001
30	2 Ene 2002	31 Dic 2001 (D)	30 Dic 2001
31		18 Feb 2002 (D)	17 Feb 2002
32			18 Ene 2003
33			5 Ene 2004
34			21 Ene 2006
35			24 Feb 2007
36			22 Feb 2008
37			24 Ene 2009
38			9 Feb 2010
39			24 Mar 2010

Tabla 2.2: Fechas centrales de los SSWs identificados mediante el algoritmo de CP07 para los datos de reanálisis de NCEP-NCAR (1958-2002), ERA-40 (1958-2002) y ERA-Interim (1979-2012). En las fechas de ERA-40 se indica entre paréntesis el tipo de SSW según la Tabla 1 de *Charlton y Polvani (2007)*, (S) para eventos de división y (D) para tipo desplazamiento.

2.2.3. Parámetros de diagnóstico

Charlton y Polvani (2007) establecieron una serie de parámetros con los que definían las principales magnitudes características de los SSWs mayores. Su idea era establecer unos criterios a partir de los reanálisis (ERA-40 y NCEP/NCAR) para usarlos como validación de modelos climáticos (*Charlton et al.*, 2007). Los cinco primeros parámetros que caracterizan los aspectos fundamentales de los SSWs mayores son:

1. La frecuencia de los SSWs mayores por año. Esta medida es fundamental, puesto que un modelo que reproduzca un número en exceso o defecto de SSWs puede no estar representando bien los mecanismos que desarrollan los SSWs, y tampoco simulando bien los impactos en el clima. Se trata de la medida más comparada entre modelos.
2. El promedio de las anomalías de temperatura de la región polar (90° - 50° N, ponderado por el coseno de la latitud para compensar la diferencia de área de cada banda de latitud) en 10 hPa para ± 5 días desde la fecha central (ΔT_{10}). Esta medida es un diagnóstico de la intensidad del calentamiento asociado al SSW en el nivel en que éstos se definen.
3. El mismo promedio anterior calculado en 100 hPa (ΔT_{100}). Esta medida caracteriza el acoplamiento entre la estratosfera baja y media.
4. La diferencia del promedio zonal del viento zonal en 60° N y 10 hPa, entre el periodo 15-5 días antes de la fecha central y el periodo 0-5 días después (ΔU_{10}). Este parámetro proporciona una medida de la desaceleración del vórtice.
5. El promedio de la anomalía del flujo de calor meridiano $\overline{v'T'}$ en 100 hPa y 45° - 75° N (ponderado por el coseno de la latitud), para los 20 días anteriores a la fecha central del SSW ($\Delta \overline{v'T'}_{100}$). Esta medida está relacionada con la actividad de ondas provenientes de la troposfera. Un estudio de *Polvani y Waugh* (2004) establecía la relación lineal entre la ocurrencia de SSWs y el valor integrado del flujo de calor meridiano en los 40 días previos a la fecha central del evento. No obstante, un artículo reciente de *Sjoberg y Birner* (2012) concluye con datos de ERA-40 que más importante que la intensidad de esta actividad de ondas es la duración sostenida de la misma.

Capítulo 3

Cambios en la climatología debidos a la ocurrencia de SSWs

Diversos estudios han destacado la gran variabilidad interdecadal en la ocurrencia de SSWs. Mientras que ningún SSW ocurrió en el hemisferio norte en nueve años consecutivos (el periodo de 1990 a 1998), hubo 8 SSWs en 6 inviernos entre 1998 y 2004 (*Manney, 2005*). Otro aspecto de la variabilidad de los SSWs es que muchos de los calentamientos estratosféricos posteriores al año 2000 fueron atípicamente tempranos y el vórtice frío se recuperó en marzo (*Naujokat, 2002*). Esta variabilidad se incluyó en el capítulo 3 del cuarto informe del IPCC (2007). Es importante llevar a cabo un mayor análisis sobre la misma, no sólo porque los impactos en troposfera dependen del tipo y características del SSW (*Nakagawa y Yamazaki, 2006; Mitchell et al., 2013*), sino porque cambios multi-decadales en la distribución intraestacional de SSWs podrían afectar al ciclo estacional, dando lugar a tendencias en la estratosfera.

Motivados inicialmente por los resultados de diferentes estudios como el de *Christiansen (2003)*, en el que se identifica un cambio brusco en el estado invernal del vórtice polar estratosférico a partir de finales de los 70, o por las diferencias entre los periodos pre- y post-1979 en el parámetro de caracterización de la intensidad de los SSWs de *Charlton y Polvani (2007)* (ΔT_{10} , 5.5 K para el periodo 1958-1978 y de 9.2 K para el periodo de 1979-2002 en el reanálisis de NCEP/NCAR), se llevará a término un análisis

para obtener una mejor perspectiva sobre la variabilidad de la ocurrencia, características e impactos de los SSWs. Se ha puesto especial interés en la distribución intraestacional y en el tipo de SSWs. El carácter extremo de los SSWs y el registro relativamente corto de observaciones no permite llevar a cabo un análisis suficientemente robusto sobre la variabilidad de SSWs en escalas muy cortas (interanual), ni muy largas (tendencias), respectivamente. Por tanto, en este capítulo se abordarán cuestiones relativas a la variabilidad multidecadal de SSWs mediante el análisis de cambios entre los periodos anterior y posterior a 1979. Este año coincide además con la incorporación de la asimilación de un mayor número de datos satelitales en los reanálisis (ver Sección 2.1.1) lo que permitirá valorar la posible influencia de este factor en los cambios multidecadales de los SSWs. Los principales resultados de este capítulo se recogen en *Gómez-Escolar et al. (2012)*.

3.1. Distribución intraestacional de los SSWs en ERA-40

En primer lugar se ha analizado la frecuencia de SSWs para los periodos pre- y post-1979. Es necesario recordar que los eventos se han identificado por el algoritmo de *Charlton y Polvani (2007)* (CP07) expuesto en la Sección 2.2.2, y que el tipo de SSW (desplazamiento o división) corresponde al catalogado por CP07. Las fechas de los distintos eventos, así como su tipo se encuentran en la Tabla 2.2. Tal y como apuntaron CP07, no se encuentran diferencias significativas en la ocurrencia de SSWs: el número de eventos en el reanálisis de ERA-40 es 13 y 16 para los periodos pre- y post-1979 respectivamente, y 12 y 14 para el reanálisis de NCEP/NCAR. En cuanto al tipo de SSWs (división o desplazamiento, explicado en la Sección 2.2.1). El ratio entre las frecuencia de SSWs tipo desplazamiento y tipo división es de 1.10 y 1.25 para el periodo de 45 años en los reanálisis de ERA-40 y NCEP/NCAR respectivamente. No obstante, estos ratios cambian notablemente cuando se comparan los periodos pre- y post-1979: 0.63 para ERA-40 y 0.86 para NCEP/NCAR en el periodo pre-1979, y 1.67 y 1.8 respectivamente para post-1979. Por tanto, aunque este análisis muestra pocos cambios entre los periodos pre- y post-1979 en el número total de eventos, si que hay variaciones en la tipología.

Charlton et al. (2007) subrayaron que las estadísticas intraestacionales daban más información sobre la variabilidad de los extremos del vórtice que el análisis del promedio invernal. De acuerdo con ello, se ha analizado la distribución intraestacional de ocurrencia de los SSWs en el reanálisis de ERA-40 (Figura 3.1a). El número de eventos está agru-

pado en intervalos de 10 días a lo largo del invierno. La distribución climatológica para todo el periodo del reanálisis (1958-2002, azul) indica que los SSWs ocurren desde mediados de noviembre a mediados de marzo, mostrando una distribución bimodal con dos máximos de ocurrencia a finales de diciembre y enero, y a finales de febrero. No obstante, los histogramas correspondientes para los periodos pre- (barras verdes) y post-satelital (barras rojas) revelan cambios decadales en la distribución intraestacional de los SSWs. Para el periodo pre-1979, 7 de los 13 eventos identificados ocurrieron en enero, originando una distribución de ocurrencia esencialmente unimodal. En cambio, para el periodo post-1979, los 16 eventos identificados se agrupan en diciembre (5 eventos) y finales de febrero (7 eventos). Existe por tanto una tendencia hacia una mayor ocurrencia de SSWs en enero en el periodo pre-1979 y en diciembre/febrero durante el periodo post-1979. Esto implica que en el periodo más reciente se han detectado menos eventos en mitad del invierno, lo que conlleva una distribución más bimodal.

CP07 observaron que los dos tipos de SSWs presentaban una distribución diferente. La mayor ocurrencia de SSWs tipo división se encontraba en enero, mientras que los de tipo desplazamiento ocurrían con una frecuencia similar de diciembre a marzo. Las Figuras 3.1b y 3.1c muestran la distribución intraestacional de los SSWs según tipo. Para el periodo completo de 1958-2002 (barras azules), los episodios de división tienden a mostrar un pico de distribución centrado en mediados del invierno (enero) en comparación con los episodios de desplazamiento, que son más frecuentes al inicio (diciembre) o final (febrero) del invierno. Así, la mayor frecuencia de SSWs de desplazamiento en el periodo post-1979, podría explicar la tendencia a la bimodalidad en la distribución intraestacional de SSWs. De hecho, un análisis diferenciado de los dos subperiodos indica que durante el periodo pre-satelital hubo una mayor concentración de eventos de división en enero (barras verdes en la Figura 3.1b), mientras que en el periodo post-1979, destaca un pico de ocurrencia en febrero asociado a desplazamientos del vórtice (barras rojas en la Figura 3.1c). Los cambios en la frecuencia de distribución subestacional de los SSWs son concurrentes con (y quizá pueden ser parcialmente atribuidos a) cambios en la frecuencia relativa de cada tipo de SSW, ya que los eventos de división y desplazamiento exhiben distribuciones estacionales diferenciadas que casan con aquellas encontradas para los periodos pre- y post-1979, respectivamente. No obstante, estos resultados deben tomarse con cautela debido al pequeño número de eventos, el cual impide hacer unas afirmaciones robustas sobre su significatividad estadística. Posteriormente se abordará esta cuestión con más profundidad.

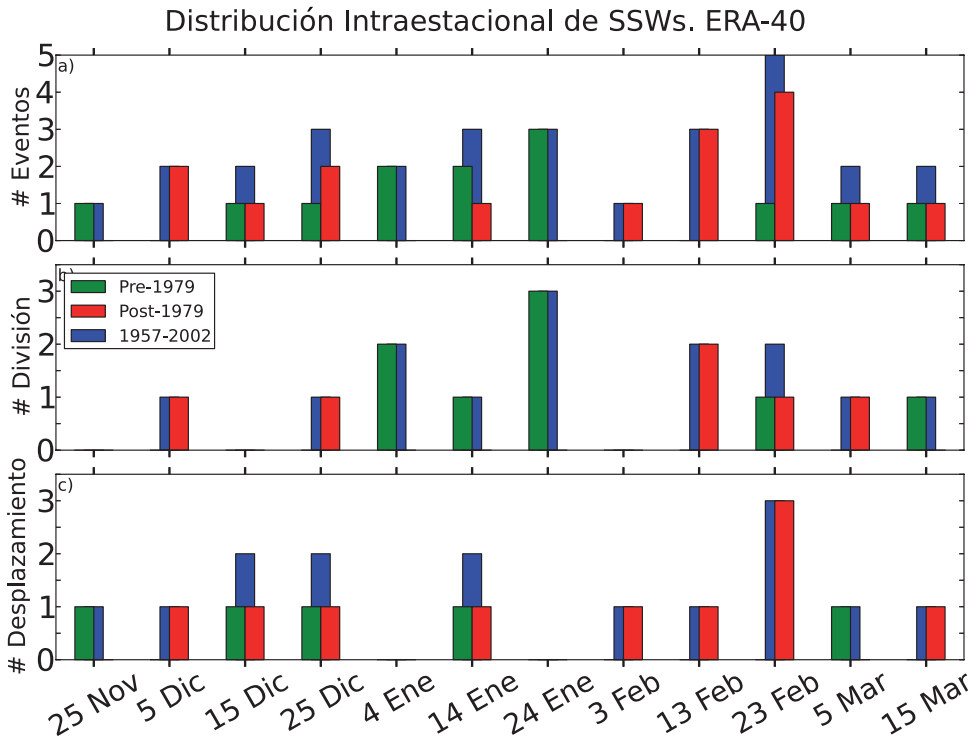


Figura 3.1: Frecuencia de distribución subestacional de SSWs en el reanálisis de ERA-40. Los eventos están agrupados en intervalos de 10 días empezando por la fecha indicada en el eje. Barras azules / verdes / rojas denotan los periodos 1957-2002 / pre-1979 / post-1979. Los paneles a), b), y c) muestran todos los SSWs, los SSWs de tipo división y los SSWs de tipo desplazamiento, respectivamente.

3.2. Diferencias entre las climatologías de los periodos pre- y post- 1979

El principal rasgo característico de los SSWs es el calentamiento generalizado sobre la región polar estratosférica. Por tanto, en esta sección se explora si los cambios en la distribución intraestacional de los SSWs entre los periodos pre- y post-1979 llevan asociado un impacto sobre las temperaturas de la región polar. En primer lugar se presentan los resultados en el nivel de 10 hPa, ya que normalmente se toma como referencia para la identificación y caracterización de los SSWs. La Figura 3.2 muestra el ciclo anual de las temperaturas para la región polar (promedio de 60° a 90°N ponderado por el coseno de la latitud) en 10 hPa, para el periodo completo (línea azul), y para los dos subperiodos (línea verde, periodo pre-1979; y línea roja, periodo post-1979). La evolución de la temperatura estratosférica de la región polar sigue el ciclo anual del calentamiento radiativo con un mínimo alrededor de 207 K en noviembre-diciembre, y un máximo en verano sobre los 240 K. No obstante, existen dos diferencias notables entre el ciclo anual de los dos subperiodos: 1) al final del invierno se observan temperaturas más altas en el periodo post-1979 que en el pre-1979 (las diferencias alcanzan +5.9 K entre los febreros del periodo post- frente al pre-1979); y 2) temperaturas más altas durante el verano boreal, de hasta +2.5 K, también en el periodo post-satelital. Estas diferencias son estadísticamente significativas al 95 % con un test *t-Student* (región sombreada en la Fig. 3.2).

En el contexto de cambio climático, cabría esperar que en general las temperaturas siguieran la tendencia a largo plazo del enfriamiento radiativo estratosférico (*Ramaswamy et al., 2001*). No obstante, los resultados de la Figura 3.2 sugieren un calentamiento reciente de la estratosfera en invierno y verano. Si bien la gran variabilidad dinámica durante el invierno podría enmascarar parcialmente la tendencia por cambio climático, el calentamiento durante los meses de verano en el periodo post-1979 no está de acuerdo con dichas expectativas. Una inspección más a fondo de las series temporales de las temperaturas medias estacionales de verano (junio-julio-agosto) en 10 hPa indica un salto abrupto en la temperatura en ambos reanálisis alrededor del año 1979 (Figura 3.3). Esto es menos evidente en las otras estaciones (Fig. 3.4), probablemente debido a la mayor variabilidad de la temperatura en estas épocas del año. Si se repite el mismo análisis en niveles de presión por debajo de los 10 hPa, no se encuentra una discontinuidad obvia en torno a 1979, ni una tendencia de calentamiento en el verano boreal. De hecho, se observa un enfriamiento para el periodo 1958-2002 (entre 30 y 100 hPa), como era de esperar de acuerdo con las observaciones y simulaciones de cambio climático. Además,

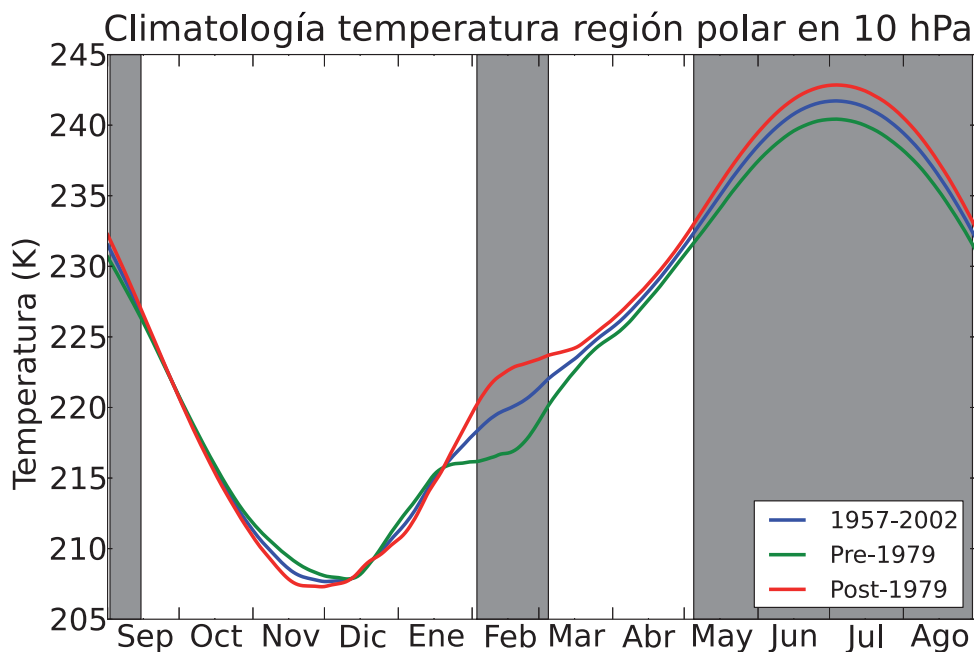


Figura 3.2: Evolución climática diaria de la evolución de la temperatura de la región polar (60° - 90° N ponderado por el área) en 10 hPa para el periodo completo (1958-2002, azul) y los subperiodos pre- (verde) y post-1979 (rojo). Se ha aplicado un suavizado sobre los datos de una media móvil de 31 días. El sombreado gris denota periodos con diferencias significativas entre las temperaturas pre- y post-1979 al nivel de confianza del 95 % tras un test *t-Student* de dos colas.

es destacable que las mayores discrepancias entre ambos reanálisis en la evolución de la temperatura media estacional ocurren precisamente en 10 hPa en todas las estaciones.

Estos resultados sugieren que los cambios observados en las temperaturas de la región polar en 10 hPa en los reanálisis son probablemente un artefacto resultante de la asimilación de los datos satelitales (ver Sección 2.1.1). Mientras que en el periodo pre-satelital, las observaciones asimiladas por encima de 10 hPa son muy escasas, la incorporación de observaciones de satélites en los esquemas de asimilación de los reanálisis tras el año 1979 puede causar derivas en los datos y tendencias espurias (*Dee et al., 2011*). De hecho, cuando se analiza la climatología de la temperatura de la región polar en 20 hPa (Figura 3.5) o en cualquier otro nivel de presión inferior de la estratosfera, la diferencia de temperaturas de verano entre los periodos pre y post-1979 desaparece. No obstante, las

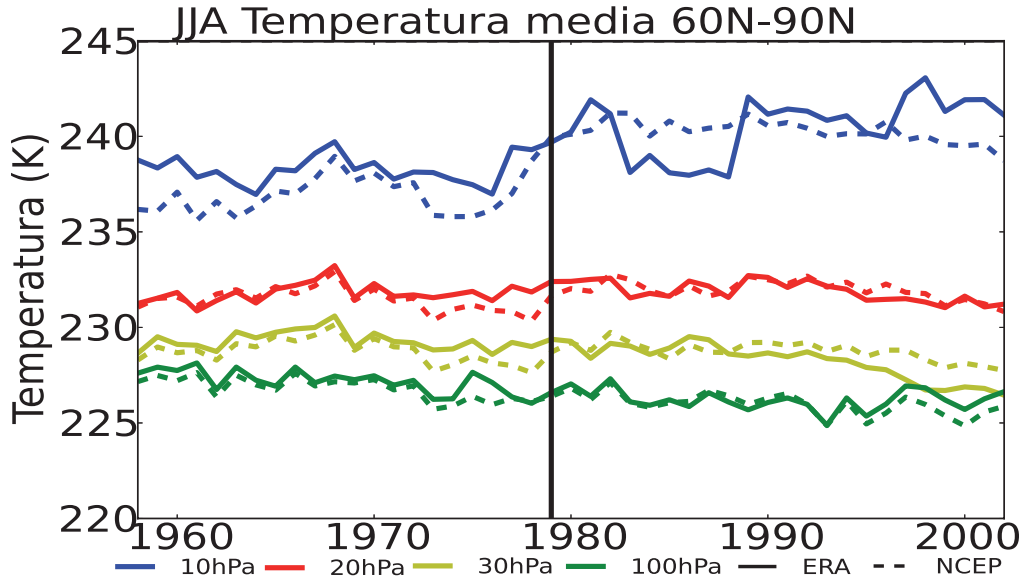


Figura 3.3: Series temporales de la temperatura media del verano (junio-julio-agosto) de la región polar en 10 (azul), 20 (rojo), 30 (amarillo) y 100 hPa (verde). Las líneas continuas corresponden al reanálisis de ERA-40 mientras que las discontinuas al reanálisis de NCEP/NCAR.

diferencias observadas entre los periodos pre- y post-1979 al final del invierno en 10 hPa sólo se reducen ligeramente en 20 hPa, de 5.9 K a 3.6 K, y siguen siendo estadísticamente significativas al nivel de confianza del 95 %. Este calentamiento post-1979 al final del invierno se detecta prácticamente en toda la estratosfera media (de 5 a 50 hPa) como se observa en la Figura 3.6, y es más difícilmente atribuible a inhomogeneidades en los reanálisis (los radiosondeos en el periodo pre-1979 prácticamente alcanzaban los 10 hPa). Por tanto, los resultados sugieren que el calentamiento estival en 10 hPa es fruto de deficiencias en los reanálisis, mientras que los cambios de las temperaturas estratosféricas de invierno entre el periodo pre y post-1979 se deben, al menos parcialmente, a otros factores. Entre ellos no se encuentra un cambio en el forzamiento radiativo, ya que éste está gobernado fundamentalmente por cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero, ozono y actividad volcánica, ninguno de los cuales se ha asociado con un calentamiento en la estratosfera media (*Ramaswamy et al., 2001*). Así, la explicación más plausible de los cambios de la temperatura estratosférica de invierno deben buscarse en factores dinámicos.

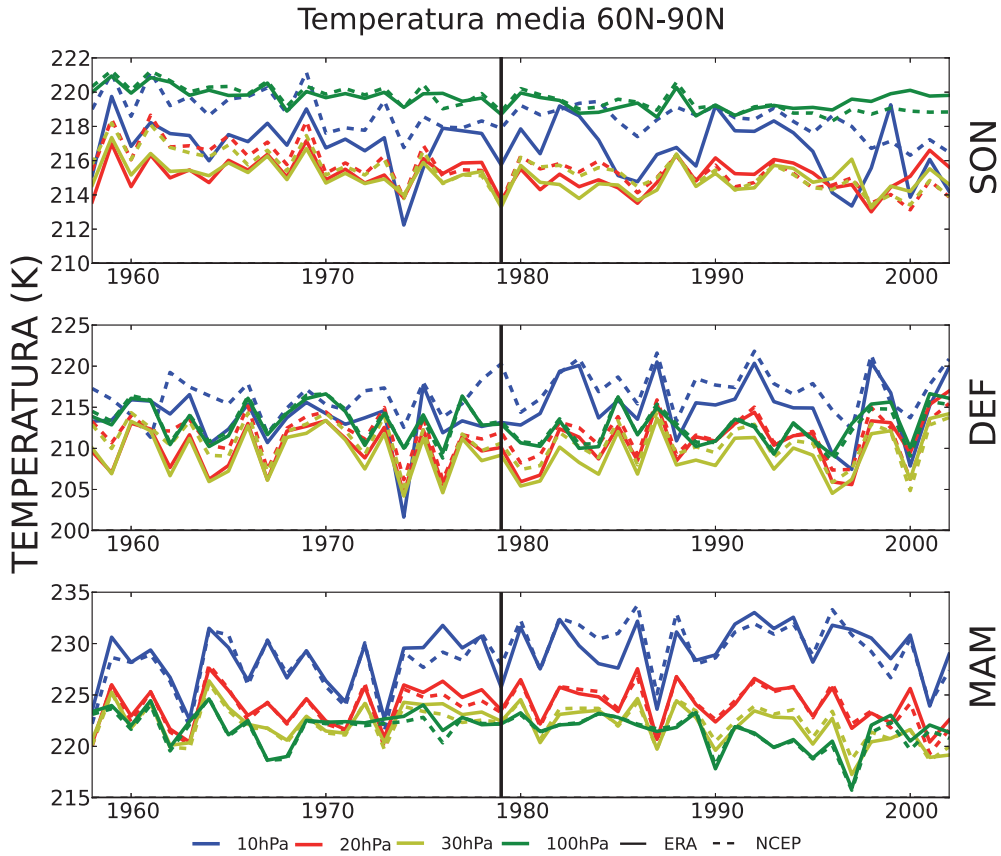


Figura 3.4: Igual que la Figura 3.3 para las estaciones de: otoño (a), septiembre-octubre-noviembre; invierno (b), diciembre-enero-febrero; y primavera (c), marzo-abril-mayo.

Con el fin de descartar definitivamente las inhomogeneidades de los reanálisis como causa de los cambios en la temperatura de invierno, se ha analizado un conjunto de datos independientes basados en radiosondeos de la Universidad Libre de Berlín (ver Sección 2.1.2 para una descripción de estos datos). Por un lado, en el periodo pre-1979 se encuentran en enero temperaturas superiores en hasta 4 K a las del periodo post-1979. En cambio, en febrero y marzo durante el periodo post-1979 la diferencia es opuesta, siendo la temperatura de este periodo superior, en hasta 5 K, a la del periodo pre-1979 (Figura 3.7). Estos resultados son cualitativamente congruentes con los obtenidos con los datos de reanálisis, y por tanto confirman que las diferencias encontradas en las

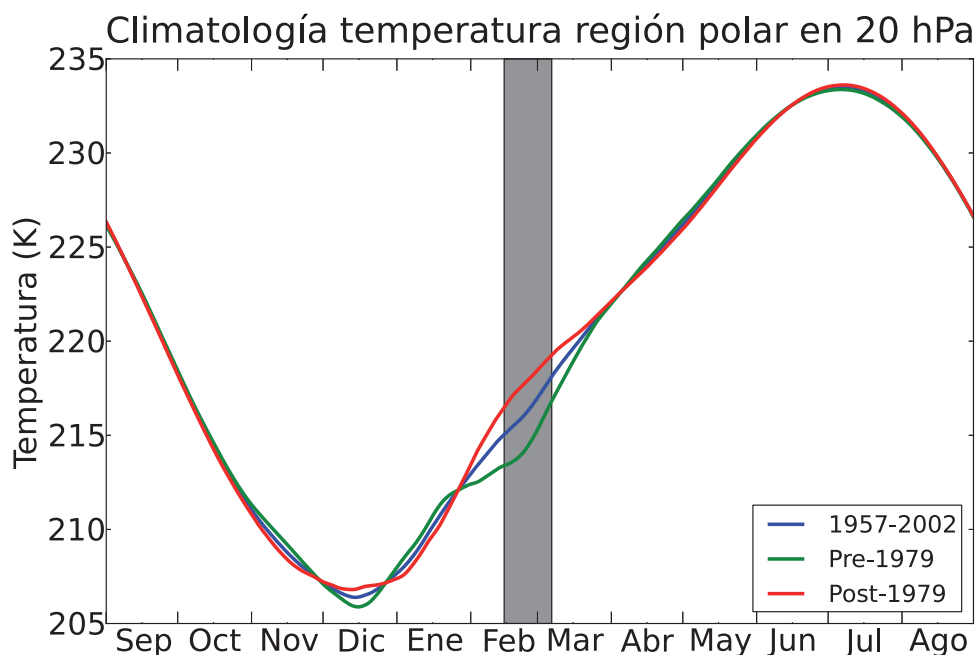


Figura 3.5: Como la Figura 3.2 pero para el nivel de 20 hPa.

temperaturas invernales de la región polar están libres de posibles inhomogeneidades resultantes de la incorporación de los datos de satélites en los productos de reanálisis.

Además de los cambios en la distribución estacional de los SSWs descritos aquí, también se han analizado los cambios en la intensidad de los SSWs entre los periodos pre- y post-satelital. La Tabla 3.1 muestra las anomalías medias de la temperatura en la región polar para el periodo de ± 5 días alrededor de la fecha central de los SSWs (ΔT_{10} , descrito en la Sección 2.2.3). Las columnas indican los resultados para el periodo completo de reanálisis y para los periodos pre- y post-satelital, mientras que las filas identifican los reanálisis ERA-40 y NCEP/NCAR y los distintos niveles verticales en los que se ha calculado la intensidad de los SSWs. Las anomalías diarias se calcularon con respecto al ciclo estacional del periodo completo de 45 años y se normalizaron por su desviación estándar para referenciar los resultados respecto a la variabilidad propia de los datos de reanálisis, y poder así comparar los resultados obtenidos en los diferentes niveles de presión. Para 10 hPa, los resultados muestran una intensificación de los SSWs en el periodo post-satelital en ambos reanálisis pasando de un valor de 1.15 a un valor

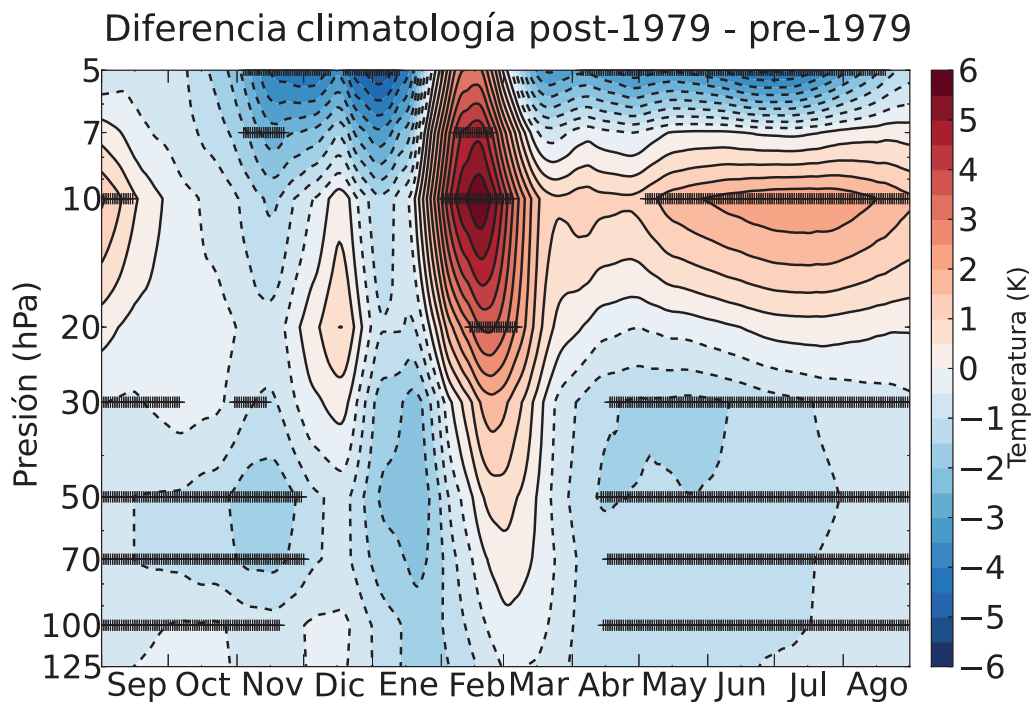


Figura 3.6: Diferencia de la temperatura climatológica entre los periodos post-1979 menos pre-1979. Las cruces negras indican diferencias significativas al nivel de confianza del 95 % con un test *t-Student*.

de 1.55 en ERA-40, y de 1.05 a 1.69 en NCEP/NCAR. Esta diferencia ya se había señalado en CP07, sin embargo, si se aplica la definición en el nivel de 20 hPa no se observa dicho cambio de intensidad. En este caso se encuentran valores que pasan de 1.51 (en el periodo pre-1979) a 1.57 (en post-1979) en ERA-40 y de 1.50 a 1.61 en NCEP/NCAR. Para considerar el posible retraso en la propagación descendente de la señal de calentamiento de SSWs de 10 a 20 hPa, en este último nivel se han considerado otros periodos diferentes para el cálculo de la intensidad media del SSW (incluyendo todos los intervalos posibles de 10 días de duración centrados desde los días 0 hasta +5), y tampoco aparecen diferencias. Esto indica que la discrepancia en la intensidad de los SSWs en 10 hPa entre el periodo pre- y post-1979 podría estar en parte relacionada con los problemas de datos de reanálisis antes mencionados en este nivel y que, por tanto, 20 hPa parece un nivel más apropiado para la caracterización de los SSWs cuando se emplean estos reanálisis.

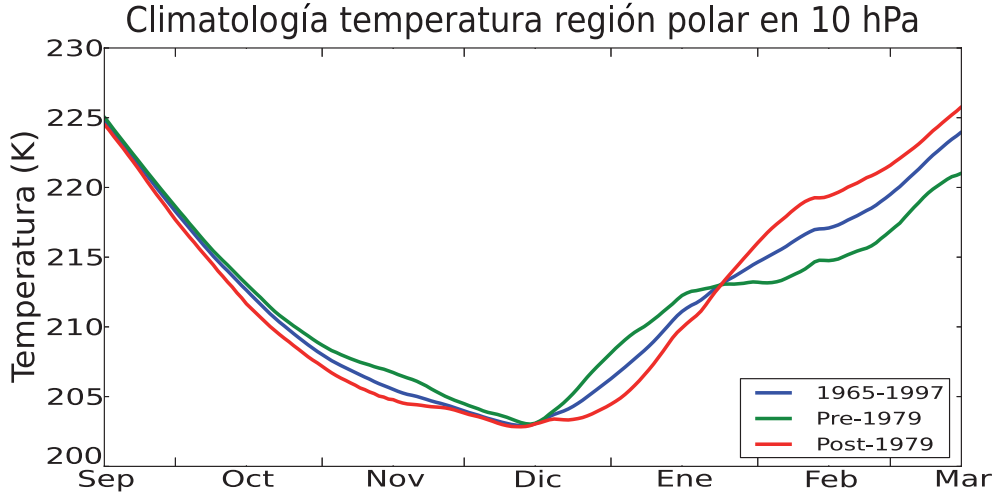


Figura 3.7: Evolución climática diaria de la evolución de la temperatura de la región polar (60° - 90° N ponderado por el coseno de la latitud) en 10 hPa para el periodo completo (1965-1997, azul) y los subperiodos pre- (verde) y post-1979 (rojo). Se ha aplicado un suavizado de una media móvil de 31 días. Datos del análisis de la estratosfera de la Universidad Libre de Berlín.

Podría discutirse si estos problemas en los datos de reanálisis podrían afectar también a la selección de los eventos de SSWs, y por tanto, a algunos de los resultados expuestos hasta ahora. Para responder a esta cuestión, se ha repetido el análisis aplicando el algoritmo de CP07 para identificar SSWs tanto en 10 hPa como en 20 hPa, pero esta vez utilizando diferentes umbrales del promedio zonal del viento zonal (0, 2 y 5 m/s). Conviene recordar que el método original de detección de SSWs exige un cambio en la dirección del viento zonal del oeste al este, o lo que es lo mismo, un umbral del viento zonal de 0 m/s. No obstante, debido a que el nivel de 20 hPa no sufre variaciones tan drásticas en el viento zonal como en 10 hPa, se han considerado como prueba umbrales con vientos positivos también. Los resultados para los diferentes umbrales y niveles se indican en la Figura 3.8. La diferencia pre-/post- 1979 en las distribuciones de SSWs es similar a la encontrada en la Fig. 3.1a, independientemente del umbral y del nivel que se empleen en la detección, mostrando una mayor ocurrencia de los SSWs en enero para el periodo pre-1979 (color verde), y en diciembre y febrero para el periodo post-1979. Puede concluirse entonces que los resultados son robustos respecto a la definición de los SSWs.

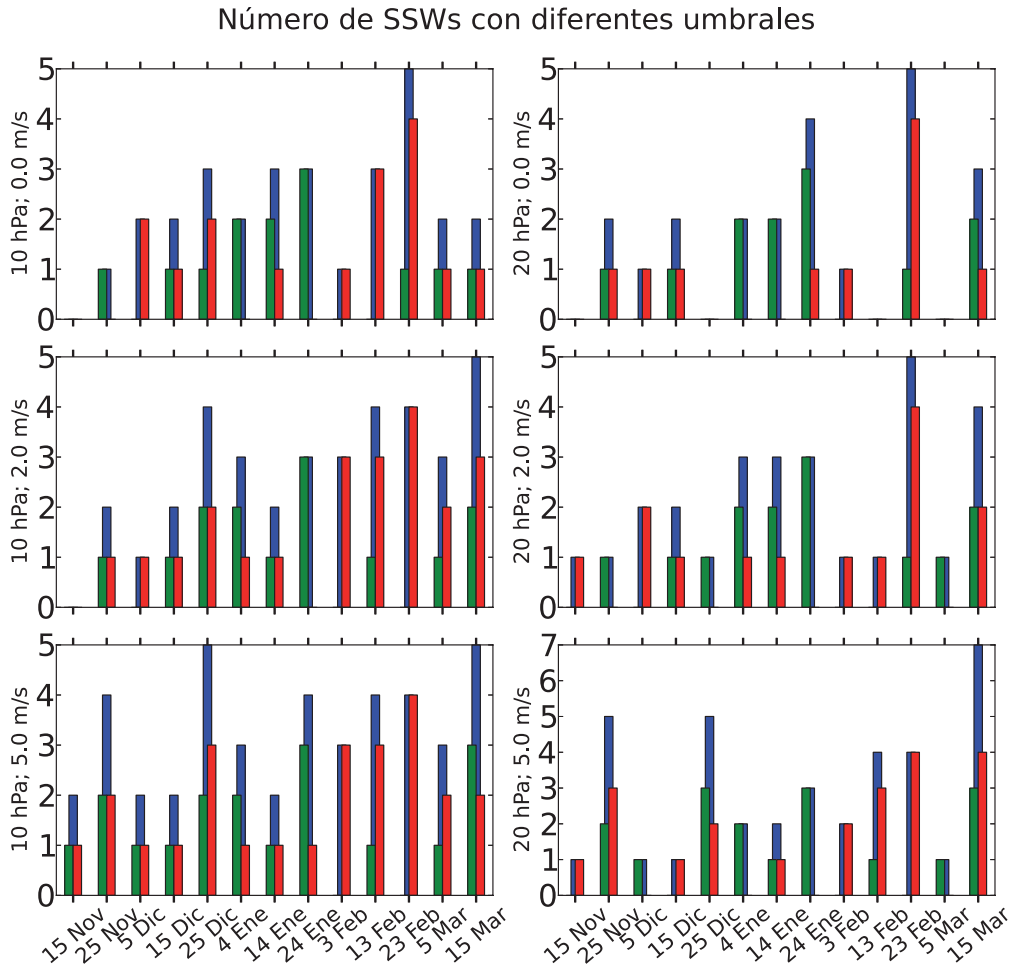


Figura 3.8: Igual que la Figura 3.1a pero tras emplear distintos umbrales de viento zonal (0, 2 y 5 m/s, paneles fila) para la identificación de SSWs en los niveles de 10 hPa (columna izquierda) y en 20 hPa (columna derecha). Las colores indican el periodo de ocurrencia de los SSWs: azul para el periodo completo de 1957-2002, verde para el periodo pre-1979, y rojo para el periodo post-1979. El panel superior izquierdo reproduce el resultado de la Fig. 3.1a.

Nivel	Reanálisis	1957-2002	pre-1979	post-1979
10 hPa	ERA40	1.37	1.15	1.55
	NCEP/NCAR	1.37	1.05	1.69
20 hPa	ERA40	1.55	1.51	1.57
	NCEP/NCAR	1.57	1.50	1.61

Tabla 3.1: Parámetro de intensidad de los SSW de CP07 (definido como el promedio de las anomalías de temperatura entre 50°-90°N en el periodo ± 5 días desde la fecha central del SSW) calculado en 10 y en 20 hPa para los reanálisis de ERA-40 y NCEP/NCAR (filas), y para los periodos pre-/post-satelitales (columnas). Las anomalías se han normalizado dividiendo por la desviación estándar de la climatología de 45 años.

3.3. Efecto de los SSWs en la climatología

Hasta ahora se han encontrado diferencias entre los periodos pre- y post-1979 en la distribución intraestacional de SSWs y en la evolución de las temperaturas de invierno. Estos cambios pueden de hecho estar relacionados, ya que las variaciones en la distribución de la ocurrencia de los SSWs dentro del invierno pueden tener un efecto en la evolución climatológica de la temperatura.

En esta sección se analiza si los cambios encontrados en la evolución de las temperaturas estratosféricas de invierno entre los periodos pre- y post-1979 pueden atribuirse a los cambios en la distribución intraestacional de SSWs. O en otras palabras, si una mayor concentración de SSWs en un periodo determinado dentro del invierno lleva asociado un impacto en la climatología de las temperaturas. Esto indicaría que los episodios estratosféricos extremos, como los SSWs, tienen un impacto en la climatología, y por tanto, que éstos son una fuente importante de variabilidad en la estratosfera en escalas multidecadales. Para afrontar esta cuestión, se busca establecer un ciclo anual promedio climatológico de las temperaturas estratosféricas sin estos episodios extremos. Como aproximación al cálculo de este invierno medio se eliminan los grandes eventos extremos, en este caso, los SSWs. Para ello, y de acuerdo con [Limpasuvan et al. \(2004\)](#), se considera que el ciclo de vida de un SSW (es decir, el periodo en el cual pueden observarse cambios en la temperatura o circulación debidos al SSW) es de aproximadamente 80 días. Este periodo incluye las diferentes etapas, desde el preconditionamiento hasta la recuperación del vórtice. Por tanto para cada SSW se han eliminado de los datos los periodos de ± 40 días desde la fecha central del SSW, y se han recalculado las climatologías con este conjunto de datos reducidos. La Figura 3.9a muestra las diferencias en el ciclo estacional de temperatura en 20 hPa entre la climatología media (referida como “completa” ya que

incluye todos los SSWs) y la climatología no perturbada donde se han eliminando los eventos de SSWs (referida como “reducida”). Dicho análisis se realiza para el periodo completo (1958-2002) y para los subperiodos pre-1979 y post-1979. Se ha escogido el nivel de 20 hPa porque, de acuerdo con los resultados anteriores, este nivel parece estar menos afectado por la asimilación de los datos satelitales que el de 10 hPa. La significatividad estadística de las diferencias entre las climatologías *completa* y *reducida* se evalúa con un test de Monte Carlo, creando aleatoriamente 5000 climatologías *reducidas* para cada uno de los tres periodos (1958-2002, pre-1979 y post-1979). Para cada miembro del conjunto aleatorio, se seleccionan tantos eventos como SSWs hay, manteniendo el día y el mes del SSW observado intacto, pero eligiendo el año de ocurrencia aleatoriamente entre los años disponibles de cada periodo analizado. A continuación, se calculan las climatologías aleatorias *completa* y *reducida*. La diferencia de temperatura entre la climatología *completa* y *reducida* es estadísticamente significativa al 90 % cuando dicha diferencia se encuentra sobre el percentil 95 o bajo el percentil 5 de la correspondiente distribución de probabilidad derivada del test de Monte Carlo. Como referencia, la Figura 3.9b muestra también la distribución intraestacional del número de SSWs. Dicha figura es equivalente a la Figura 3.1 pero en este caso se ha determinado a partir del número total de eventos en periodos móviles de ± 10 días. Esta distribución por tanto es más suavizada, pero al mismo tiempo proporciona un análisis más realista (ya que esta distribución no depende del número y tamaño del intervalo adoptado en un histograma). Las líneas continuas denotan las diferencias respecto a la climatología que son estadísticamente significativas al nivel de confianza del 90 % con un test de Monte Carlo.

Como era de esperar, la diferencia entre la climatología *completa* y la *reducida* para el periodo completo de 45 años es positiva a lo largo del invierno (línea azul), indicando que la climatología *completa* es más cálida que la *reducida*, dado que esta última no incluye SSWs. Esto indica que desde un punto de vista climático, los calentamientos asociados a los SSWs contribuyen a elevar la temperatura entre los meses de diciembre a marzo, con un efecto medio de unos 2 K. Para el periodo pre-1979 (línea verde) se observa un pico de calentamiento de +5 K que aparece inmediatamente después del máximo relativo de ocurrencia de los SSWs a finales de enero (comparar Fig. 3.9a y Fig. 3.9b). En cambio, en el subconjunto post-1979 (línea roja), se encuentran dos periodos de calentamiento prominentes, el primero en diciembre de unos +2 K, y el segundo de unos +3 K a finales de febrero. Estos tres máximos de temperatura son estadísticamente significativos al 90 % y confirman el impacto “localizado” de los SSWs en la marcha estacional de las temperaturas climáticas de la estratosfera polar. Los picos de calentamiento de los

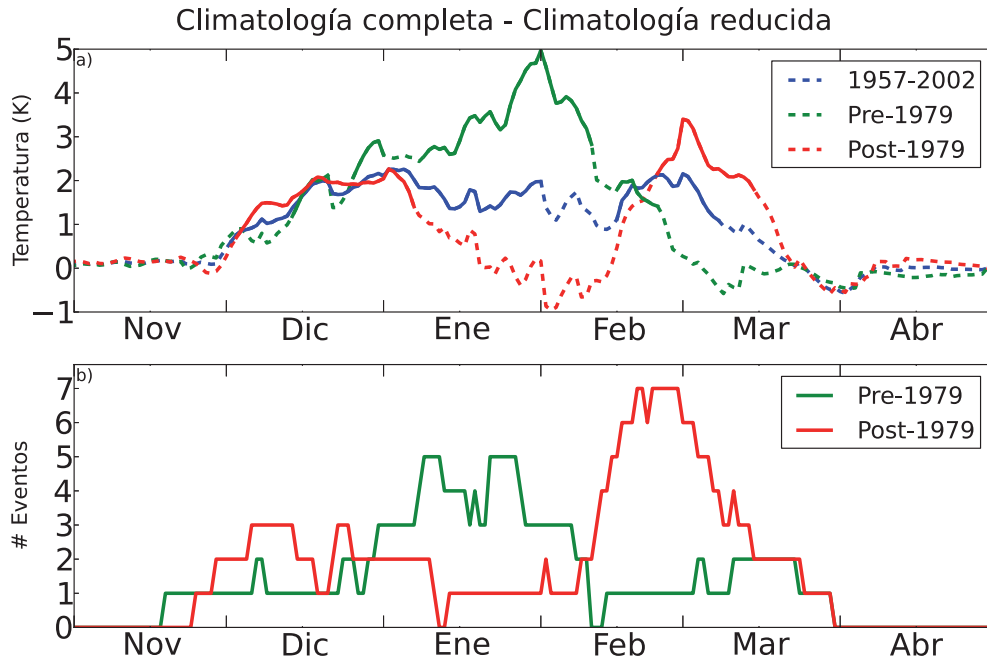


Figura 3.9: a) Diferencia entre las climatologías *completa* y *reducida* (sin SSWs) de la temperatura en la región polar (60° - 90° N) en 20 hPa con datos de ERA-40 (ver el texto para detalles). b) Número total de SSWs en intervalos de ± 10 días desde la fecha mostrada en el eje. Las líneas continuas indican diferencias que son estadísticamente significativas al 90 % con un test de Monte Carlo.

periodos pre- y post-1979 (Fig. 3.9a) están en relativo buen acuerdo con los periodos de mayor agrupamiento de SSWs en sus respectivas frecuencias de distribución (Fig. 3.9b), los cuales tienen lugar en enero para el periodo pre-1979 y en diciembre/febrero para el periodo post-1979. Los cambios de temperatura relacionados con los SSWs aparecen desfasados con la ocurrencia de los SSWs en 15-30 días, lo cual en parte se explica por dos hechos: por un lado, el día central de los SSWs se corresponde con el momento del cambio del viento zonal de oeste a este, pero no necesariamente con el de la perturbación máxima en temperatura asociada al SSW; por otro, las fechas de los SSWs se basan en datos en 10 hPa, mientras que aquí se ha representado el nivel de 20 hPa, por lo que es de esperar un posible desfase entre la ocurrencia de SSWs (en 10 hPa) y la señal en temperatura en 20 hPa.

Además del calentamiento asociado con los periodos de ocurrencia de los SSWs, se observa también un enfriamiento (no significativo) tras estos periodos. Para los datos pre-1979, el enfriamiento se observa a principios de marzo, y para los datos post-1979, el enfriamiento tiene lugar a finales de enero/principios de febrero, y a finales de marzo/principios de abril. Estos periodos de enfriamiento ocurren cerca de un mes más tarde con respecto a los periodos de aumento de ocurrencia de SSWs, y son consistentes con la evolución de los SSWs presentada por *Limpasuvan et al. (2004)* (Figura 1.7). De acuerdo con dicha evolución, durante un SSW, el vórtice polar se debilita y los vientos del oeste característicos del invierno son reemplazados temporalmente por vientos del este. Como consecuencia, se suprime la propagación de ondas troposféricas hacia la estratosfera (*Charney y Drazin, 1961*). La falta de deposición de momento del este por parte de las ondas en el vórtice polar permite a éste recuperarse, y tras el SSW, reaparece un vórtice fuerte y frío en la atmósfera media.

El calentamiento previo y el enfriamiento posterior causado por la concentración estacional de la ocurrencia de SSWs visto en la Figura 3.9a coinciden con los cambios de temperatura observados en las evoluciones de la temperatura climatológica de la Figura 3.5. Su evolución climatológica para el periodo pre-1979 (línea verde Fig. 3.5), presenta un máximo relativo en enero y un enfriamiento relativo después, de acuerdo con la Figura 3.9a. Mientras, las evoluciones del periodo post-1979 (líneas rojas en Figs. 3.5 y 3.9a) muestran ambas aumentos en la temperatura a finales de febrero seguidos de un periodo de descenso relativo de la temperatura. Finalmente, es importante destacar que los resultados descritos antes no son sensibles al periodo elegido para eliminar las perturbaciones de los SSWs, esto es, a la duración estimada del ciclo de vida del SSW. Así, se obtienen resultados similares si se adoptan diferentes periodos (entre ± 20 a ± 70 días) desde las fechas centrales de los SSWs tal y como se observa en la Figura 3.10.

Por otro lado, si se repite el análisis de la Figura 3.9 usando datos del reanálisis de NCEP/NCAR (Figura 3.11), se observa un comportamiento similar con calentamientos asociados a los periodos de alta ocurrencia de SSWs. En el periodo pre-1979 los calentamientos se concentran a finales de enero, mientras que para el periodo post-1979 se observan dos periodos diferenciados en diciembre y a finales de febrero/marzo, con un periodo de enfriamiento entre ambos. Este comportamiento está de acuerdo con el observado para los datos de ERA-40.

En resumen, los resultados de este análisis han permitido identificar uno de los factores que contribuye a las diferencias climatológicas de la evolución de la temperatura polar estratosférica entre los periodos pre- y post-1979, y por tanto un posible fac-

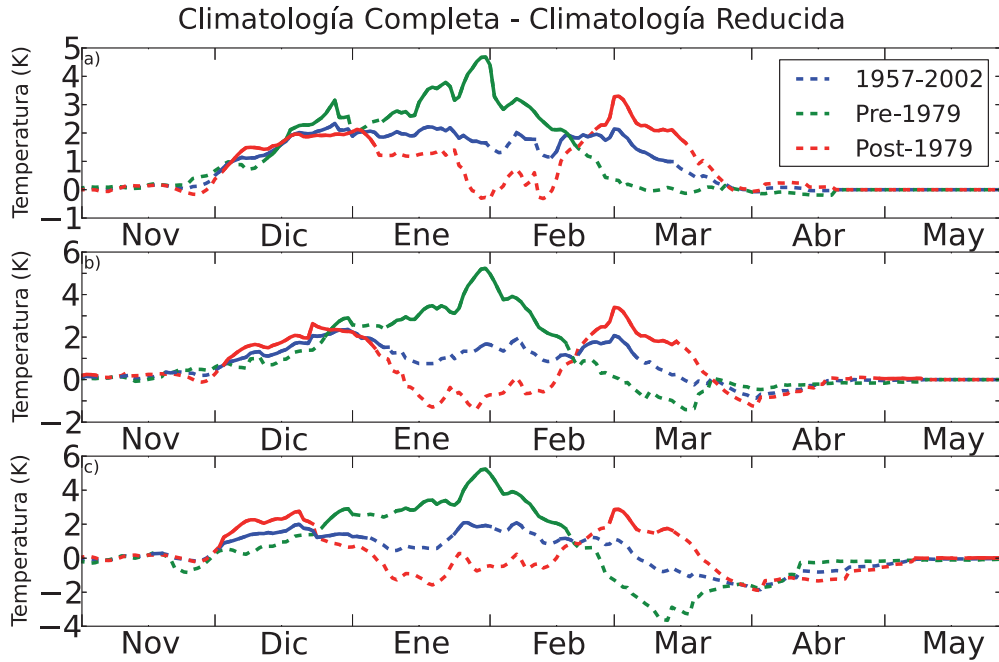


Figura 3.10: Como la Figura 3.9a pero considerando distintos longitudes para el ciclo de vida de los SSWs en las climatologías reducidas: a) ± 30 días, a) ± 50 días, y c) ± 70 días,

tor de forzamiento en escalas multidecadales. No obstante, quedaría intentar explicar qué factores influyen en el cambio en la distribución estacional de los SSWs. Como se describió en el Capítulo 1, la actividad de ondas desde la troposfera y un vórtice polar "pre-condicionado" son ambos precursores importantes de los SSWs. El primero se ha relacionado con la ocurrencia de bloqueos atmosféricos (entre otros sistemas troposféricos) en los 10 a 20 días antes al SSW (*Castanheira y Barriopedro, 2010*), mientras que el segundo podría estar bastante determinado por factores externos que afecten al vórtice polar medio (por ejemplo, ENSO, la fase de la QBO, la actividad solar, ozono, CO_2 , etc), y por pura variabilidad interna de la estratosfera. Desafortunadamente, no hay estudios concluyentes sobre la influencia de estos factores en la ocurrencia intraestacional de los SSWs. No está incluso claro el papel específico de cada forzamiento en la frecuencia estacional total de los SSWs, ya que podría haber *aliasing* entre dichos factores y respuestas no-lineales a la superposición de varios forzamientos (por ejemplo *Calvo y Marsh (2011)*, *Richter et al. (2011)* descritos en la Sección 1.2.2). Por otro lado, no es sencillo

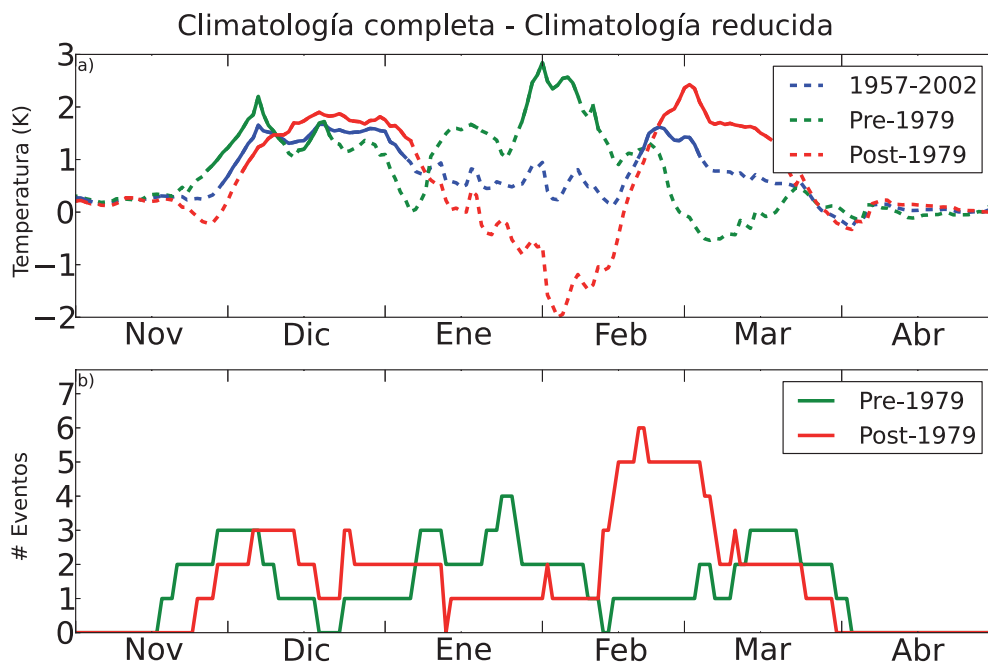


Figura 3.11: Como la Figura 3.9 pero usando datos de NCEP/NCAR.

establecer un invierno “no perturbado” sin grandes alteraciones dinámicas, en el sentido de un invierno que se pueda usar de referencia para caracterizar anomalías dinámicas. Existen diferentes estados del vórtice polar con las distintas combinaciones de fase de la QBO y fase del ciclo solar. Como se comentó en la Sección 1.2.2, *Camp y Tung (2007)* encontraron, entre otras, diferencias de temperatura polar estratosférica de 4.6 K entre los inviernos con actividad solar mínima y fase oeste de la QBO respecto a los inviernos con máxima actividad solar y fase este de la QBO (ver su Figura 9). Superpuesto a los efectos estacionales medios de la QBO, la actividad solar o el ENSO, y en escalas de tiempo menores, se producen los SSWs, tanto mayores como menores, que pueden elevar la temperatura decenas de grados en tan sólo unas semanas (Figura 2.6a) y que afectan también a la climatología (Figura 3.9). Esto señala la necesidad de ser cauteloso cuando se agrupan los eventos y cuando se usan anomalías climáticas. Esta cuestión se abordará con más profundidad en el siguiente capítulo donde se presentará un método que aísla y caracteriza la señal de los SSWs en trópicos y en la región polar.

Capítulo 4

Señal de los SSWs en la estratosfera tropical

Tal y como se explicó en el Capítulo 1, los SSWs se caracterizan por un gran calentamiento en la estratosfera polar en relación con la mayor propagación de ondas de Rossby y la aceleración de la circulación meridiana media. Pero además presentan una respuesta tropical en forma de enfriamiento. Como se introdujo en la Sección 1.2.3, no existen estudios que describan el carácter general de la señal de los SSWs en la estratosfera tropical. Analizar dicho enfriamiento de manera genérica para todos los SSWs no es una tarea trivial, pues la temperatura de la estratosfera tropical tiene una fuerte señal de la QBO que llega a alcanzar variaciones de ± 4 K (dependiendo de la altitud), y pueden enmascarar la señal del SSW. Por tanto, para un correcto análisis del enfriamiento tropical asociado a los SSWs es necesario aislar la señal de estos episodios, y eliminar la posible contaminación de la QBO. Aislar la señal del enfriamiento tropical de los SSWs de la señal de la QBO permitiría cuantificar el efecto exclusivo de los SSWs, y observar la influencia de la QBO en la propagación de la señal en temperatura. Los principales resultados de este capítulo se encuentran en *Gómez-Escolar et al. (2013)*.

4.1. Selección de casos

En primer lugar se ha aplicado la metodología de *Charlton y Polvani (2007)* (CP07) para identificar los días centrales de los SSWs en el reanálisis de ERA-Interim (Tabla 4.1

columna izquierda). Recordando lo explicado en la Sección 2.1.1, este criterio requiere un cambio de vientos del oeste a vientos del este en el promedio zonal del viento zonal en 10 hPa y 60°N desde noviembre hasta marzo. La fecha central del SSW se define como el primer día de vientos del este.

Taguchi (2011) afirmó que la respuesta de la circulación residual meridiana media a los SSWs se caracteriza mejor cuando se emplean como campos de diagnóstico de los SSWs la temperatura y su varianza, en vez de la inversión del viento. De acuerdo con esto, se ha analizado individualmente la evolución de la temperatura de cada evento identificado. Para ello, se busca la máxima anomalía de temperatura en la región polar (60°-90°N) en los 60 días alrededor de la fecha central de cada SSW (± 30 días), y se considera el día cuando esto ocurre como la nueva fecha central del SSW (Tabla 4.1 columna central). En la Figura 4.1 se muestra la evolución de la temperatura en la región polar en los 60 días alrededor de la nueva fecha central de cada SSW (líneas azules) junto con las fechas empleando el algoritmo de CP07 (puntos rojos).

Esta nueva definición objetiva de las fechas centrales de los SSWs se sometió a una inspección visual subjetiva para su verificación. Tras el análisis individual de cada caso se definieron tres criterios adicionales para la identificación de las fechas centrales:

1. No se consideraron dos SSWs identificados por el criterio de CP07 (marzo de 2010 y diciembre de 1981) ya que no estaban asociados con un calentamiento claro sobre la región polar.
2. En los casos en los que el máximo valor de la anomalía de temperatura se alcanza varios días después de un pico pronunciado (incremento rápido) de temperatura, se eligió el final de este incremento de temperatura como la fecha central, siempre y cuando la diferencia en temperatura entre ambos fuera menor que 0.5 K (como ejemplo el caso 1987/12 en la Figura 4.1). Esta corrección subjetiva no cambia la fecha central del SSW en más de 10 días con respecto a las fechas inicialmente detectadas como máximos de temperatura y sólo afecta a 6 casos.
3. En el caso de febrero de 1979 se observan dos calentamientos de magnitud similar. Se consideró el nuevo día central del SSW como el más cercano a la fecha determinada por el algoritmo de CP07, aún siendo ligeramente menor su máximo de temperatura que el ocurrido 15 días antes (la diferencia de temperatura de estos dos máximos es inferior a 0.5 K).

En algunos casos, la diferencia entre las fechas de la inversión del viento zonal y la del máximo de temperatura puede llegar a alcanzar incluso 27 días, como es el caso del SSW

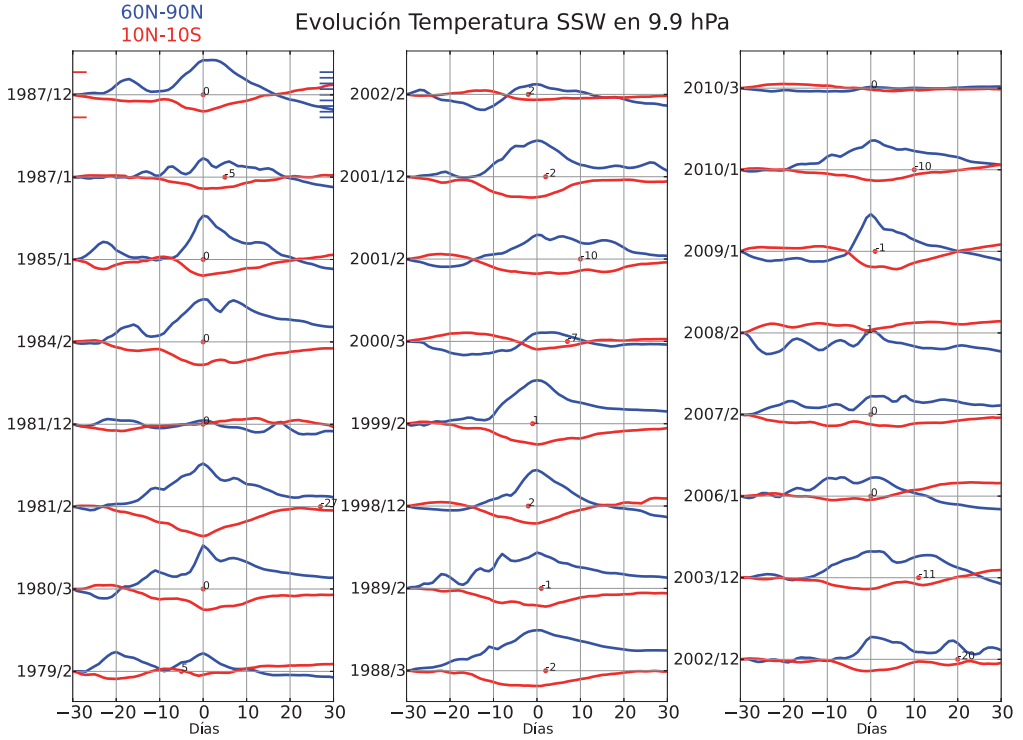


Figura 4.1: Evolución de las anomalías (respecto a la climatología del periodo 1979-2012) de temperatura zonal media para la región polar (60° - 90° N, azul) y tropical (10° S- 10° N, rojo) para cada SSW usando datos de ERA-Interim. Los puntos rojos marcan la fecha central del SSW de acuerdo con el algoritmo de CP07 mientras que los números indican la diferencia en días respecto a la nueva fecha central de los eventos. Nótese que las evoluciones de temperatura están dibujadas usando el valor del día -30 como valor de partida, y que ambas evoluciones (polar y tropical) se han escalado para una mejor comparación. La escala se indica en la evolución del SSW de 1987/12, con rayas cada 4 K.

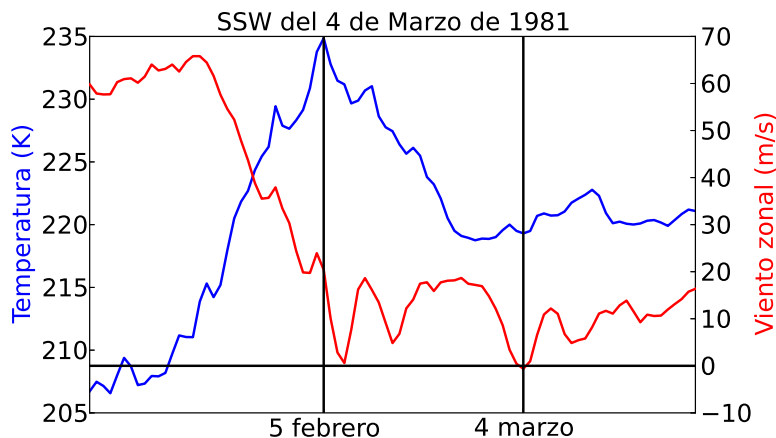


Figura 4.2: Evolución temporal del viento zonal y la temperatura en 60°N y 10 hPa para el SSW del 4 de marzo de 1981. Datos de ERA-Interim.

del 4 de marzo de 1981. Como puede verse en la Figura 4.2, para este SSW, la evolución del viento zonal en 60°N y 10 hPa marca un mínimo en torno al 8 de febrero de casi 0 m/s, y 24 días más tarde (el 4 de marzo) traspasa el umbral de 0 m/s, y por tanto se clasifica como SSW (Figura 4.2 en rojo). No obstante, observando la evolución de la temperaturas también en 60°N y 10 hPa (azul), se puede apreciar cómo el mayor calentamiento (un cambio de unos 25 K en 20 días) ocurre con el primer debilitamiento del viento y no con el momento de ruptura del vórtice por el cambio de dirección del viento zonal. Éste constituye un caso aislado, pues para la mayoría de SSWs, las diferencias entre las nuevas fechas y las de CP07 no superan los 10 días. Las fechas centrales definitivas utilizadas en el resto del análisis se indican en la Tabla 4.1. Al seleccionar estas fechas centrales como día de referencia, la evolución de las anomalías de temperatura de los SSWs en 9.9 hPa para la región tropical (10°S - 10°N , líneas rojas) y la región polar (líneas azules) están aproximadamente centradas en el periodo de 60 días alrededor de la fecha central del SSW, mostrando sus mayores anomalías en el día 0 (Fig. 4.1). Si se compara la evolución de las anomalías de temperatura polar y tropical, se observa un comportamiento espejo (en oposición de fase), que muestra evoluciones opuestas casi simultáneas, con pequeñas diferencias entre los tiempos de temperatura máxima en extratrópicos y mínima en trópicos.

Una vez identificados los SSWs y sus fechas centrales, se procedió a su clasificación según la fase de la QBO. Las fases de la QBO se definen de acuerdo al promedio zonal

N	Día central (inversión del viento)	Nuevas fechas	Fase QBO
1	22 Feb 1979	27 Feb 1979	O
2	1 Mar 1980	1 Mar 1980	E
3	4 Mar 1981	5 Feb 1981	O
	4 Dic 1981		
4	24 Feb 1984	24 Feb 1984	T-E
5	1 Ene 1985	1 Ene 1985	E
6	23 Ene 1987	18 Ene 1987	T-E
7	8 Dic 1987	8 Dic 1987	
8	14 Mar 1988	12 Mar 1988	O
9	21 Feb 1989	20 Feb 1989	O
10	15 Dic 1998	17 Dic 1998	E
11	26 Feb 1999	27 Feb 1999	
12	20 Mar 2000	13 Mar 2000	O
13	11 Feb 2001	1 Feb 2001	T-E
14	30 Dic 2001	28 Dic 2001	E
15	17 Feb 2002	19 Feb 2002	
16	18 Ene 2003	29 Dic 2002	O
17	5 Ene 2004	25 Dic 2003	E
18	21 Ene 2006	21 Ene 2006	E
19	24 Feb 2007	24 Feb 2007	O
20	22 Feb 2008	23 Feb 2008	E
21	24 Ene 2009	23 Ene 2009	O
22	9 Feb 2010	30 Ene 2010	T-E
	24 Mar 2010		

Tabla 4.1: Fechas centrales de los SSWs de acuerdo con el algoritmo de CP07 (columna de la izquierda) y las nuevas fechas centrales considerando la anomalía máxima de temperatura en la región polar (columna derecha). Las fases de la QBO se indican como: Este (E), Oeste (O) y Transición al este (T-E).

del viento zonal en el ecuador promediado en 60 días alrededor de la fecha central del SSW y en el nivel de presión de 44.3 hPa (*Holton y Tan, 1980*). Las fases este y oeste de la QBO (EQBO y WQBO respectivamente) se definen cuando los vientos son mayores que -5 m/s y +5 m/s respectivamente, y tienen vientos de signo opuesto en 9.9 hPa (es decir, mayor y menor que 0 m/s). Debido a la lenta evolución de la QBO en relación con la vida de un SSW, el cambio del número de días utilizados para el cálculo del promedio temporal del viento zonal no afecta a la clasificación de la fase de la QBO. De acuerdo con esta definición, se obtienen 7 SSWs en la fase EQBO (SSW-EQBO) y 8 en la WQBO (SSW-WQBO). Dichos eventos se indican en la Tabla 4.1 (columna derecha). Se dispone, por tanto, de un número de SSWs similar en EQBO y en WQBO. No obstante, la fase de la QBO durante algunos SSWs no cumplía ninguno de estos criterios, y se clasificaron como fases de Transición. En concreto, se corresponden con casos de transición hacia la fase este de la QBO y por ello se denominarán T-E (transición al este). Una discusión sobre esa clasificación se lleva a cabo en la Sección 4.3.3.

4.2. Filtrado de la señal de la QBO en temperatura

En esta sección se discuten varios métodos para eliminar la señal de la QBO de los análisis de la evolución de temperatura de los SSWs en la región tropical. Una forma de visualizar la propagación de la señal tropical de los SSWs es mediante composites de anomalías de temperatura en la región tropical (10°N-10°S), representados en tiempo frente a una coordenada vertical (presión o altura). Estos composites se muestran en la Figura 4.3. Las anomalías en este caso están definidas como desviaciones respecto a la climatología diaria de los 34 años totales, y se muestran desde el día -30 al día +30, considerando el día 0 como la fecha definida en la tercera columna de la Tabla 4.1. En la Figura 4.3a se observa un enfriamiento desde unos 15 días antes de la fecha central del SSW, y es más pronunciado alrededor del día 0 en 10 hPa. La señal más fuerte de enfriamiento ocurre en los niveles más altos, y se debilita a medida que decrece la altitud, aunque se intensifica alrededor de 50 hPa donde se observa un máximo secundario en temperatura 10-20 días después del día central.

Las Figuras 4.3b y 4.3c muestran los composites de SSWs calculados de forma análoga a la Figura 4.3a y estratificando los SSWs de acuerdo con las fases oeste y este de la QBO respectivamente. Por encima de 10 hPa, los SSW-WQBO (los SSWs que ocurren durante una fase oeste de la QBO) (Fig. 4.3b) muestran anomalías negativas de temperatura cerca del día 0, rodeadas de anomalías positivas desde unos ± 10 días. El mayor enfriamiento

no ocurre en los niveles altos sino en torno a 20-40 hPa. Éste persiste hasta el día +10 cuando empieza a debilitarse. Por debajo de esta capa (en torno a 50-70 hPa) aparece un calentamiento durante gran parte del ciclo de vida del SSW. El comportamiento de los SSW-EQBO (SSWs que ocurren en la fase este de la QBO) es, en cambio, muy diferente. En los niveles más altos, la evolución presenta anomalías frías durante los 60 días en torno a la fecha central, aunque mayores en los días centrales. Así mismo, se observan anomalías cálidas en la capa de 20-40 hPa aunque se minimizan alrededor del día 0 en respuesta al enfriamiento asociado al SSW. A diferencia de los SSW-WQBO, la baja estratosfera (en torno a 50-70 hPa) presenta un enfriamiento durante los SSW-EQBO, más pronunciado en las etapas posteriores a la ocurrencia del SSW.

El rasgo más característico de los composites de SSW-WQBO y SSW-EQBO es su estratificación térmica, que se manifiesta en la presencia de capas con anomalías de temperatura de signo opuesto. La localización de estas capas coincide en SSW-WQBO y SSW-EQBO pero éstas presentan signos opuestos en uno y otro caso (por ejemplo una estratificación cálida en 50 hPa durante los SSW-WQBO y fría durante los SSW-EQBO). La ocurrencia de estas capas de anomalías opuestas está relacionada con lo explicado en la Sección 1.1.3 y descrito en la Figura 1.5. Tal como se ha definido aquí la QBO, la fase este (al contrario en la fase oeste) es más cálida en la capa de 20-40 hPa, pese a la ocurrencia de los SSWs. Esto está asociado al perfil vertical de viento característico de la fase de la QBO en la región tropical, que en el caso de EQBO conlleva cizalla de viento positiva (aumento de vientos del oeste a mayor altura) y temperaturas más cálidas entre 10 y 50 hPa debido a la relación del viento térmico. Lo contrario ocurre en la fase WQBO, durante la cual la cizalla de viento negativa determina temperaturas frías entre 10 y 50 hPa. Por tanto el uso de anomalías climatológicas no permite analizar la respuesta tropical de los SSWs, ya que dichas anomalías reflejan principalmente la señal en temperatura de la fase de la QBO. Esta metodología también perturba el análisis de los composites considerando todas las fases de la QBO (Fig. 4.3a), debido a que el número desigual de inviernos en ambas fases (23 inviernos en fase oeste y 11 en fase este, definidos como el promedio zonal del mes de enero del viento zonal en 44.3 hPa sobre el ecuador) influencia la climatología, haciendo que ésta tenga valores más cercanos a la fase oeste de la QBO y por tanto las anomalías en la fase este sean mayores. Como consecuencia, las anomalías son más pronunciadas durante la fase EQBO y el composite de todos los SSWs se parece más al de SSW-EQBO que al de SSW-WQBO. Así, por ejemplo, no podemos saber si el enfriamiento en la baja estratosfera que aparece en la Fig. 4.3a, se corresponde con una mayor contribución de las anomalías de la fase este sobre

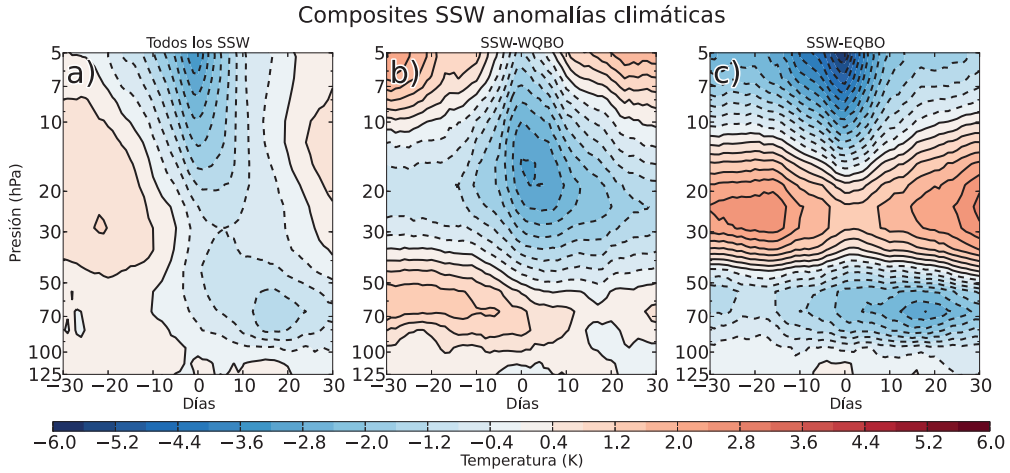


Figura 4.3: Composites de SSWs para la evolución de la temperatura en la región tropical (10°N-10°S) usando anomalías definidas respecto a la climatología diaria usando los datos de 34 años. a) para todos los SSWs, b) para los SSW-WQBO y c) para los SSW-EQBO. Datos de reanálisis de ERA-Interim.

la fase oeste, o si es una característica común de todos los SSWs. Este tipo de anomalías fue el usado por [Limpasuvan et al. \(2004\)](#). En la Figura 1.7 se observan los composites que realizaron con todos sus episodios de SSW. Encontraron anomalías relativamente débiles centradas en torno a 50 hPa en el ecuador y las consideraron como un posible reflejo de la fase este de la QBO. Cabe destacar que en ese estudio realizaron un análisis estadístico con todos los episodios y toda la climatología mediante un test *t-Student*. En sus composites de temperatura anómala para la etapa de crecimiento, obtuvieron un enfriamiento significativo en la estratosfera media tropical, aunque en el nivel próximo a 30 hPa aparecía una región no significativa. La interrupción del enfriamiento significativo en esos niveles coincide con el debilitamiento observado en la Figura 4.3. Como ya se ha indicado, este rasgo refleja más probablemente un problema asociado a la definición de las anomalías que una interrupción de la señal descendente del SSW.

Estos resultados ilustran la necesidad de una metodología diferente que elimine la señal de la QBO y aísle la respuesta tropical de los SSWs. Para ello, se han aplicado tres metodologías distintas que se describen a continuación.

4.2.1. Composites residuales

Uno de los métodos empleados para aislar el efecto de los distintos forzamientos involucrados en la variabilidad de un campo meteorológico, en este caso la temperatura, es el uso de una regresión múltiple. Ésta analiza la relación de una serie de variables independientes (predictoras o explicativas) con otra variable dependiente. En este caso la variable dependiente es la serie de temperatura, y las independientes son las siguientes:

1. Ciclo anual y semianual: los primeros dos armónicos de temperatura que se corresponden con una serie de senos y cosenos representada por los cuatro primeros términos en la Ecuación 4.1.
2. Tendencia lineal: ésta se modeliza mediante una regresión lineal con el tiempo.
3. Volcanes: se parametrizan mediante un índice basado en la profundidad óptica atmosférica (AOD del inglés *Atmospherical Optical Index*) (*Sato et al., 1993*).
4. ENSO: se representa mediante el índice N3.4, definido como las anomalías respecto al promedio de la temperatura superficial del mar en la región 170°E-120°O y 5°S-5°N.
5. QBO: su efecto se tiene en cuenta a través de dos índices casi ortogonales, definidos como el viento zonal medio en el ecuador en 44.3 y en 9.9 hPa (*Smith y Matthes, 2008*), respectivamente $U_{44,3}$ y $U_{9,9}$.

$$T(t) = a \cdot \sin(2\pi t/365) + b \cdot \cos(2\pi t/365) + c \cdot \sin(4\pi t/365) + d \cdot \cos(4\pi t/365) + e \cdot t + f \cdot AOD(t) + g \cdot N3,4(t) + h \cdot U_{44,3 \text{ hPa}} + i \cdot U_{9,9 \text{ hPa}} + \zeta(t) \quad (4.1)$$

El residuo de la regresión múltiple ($\zeta(t)$) proporciona una estimación de la anomalía en temperatura tras eliminar la señal asociada a las distintas variables independientes, es decir, la parte de la temperatura que no es debida a las distintas fuentes de variabilidad, la tendencia y el ciclo estacional. De esta forma se aísla la señal debida a los SSWs.

Para ilustrar ese método, la Figura 4.4 compara dos gráficas que muestran la evolución de las anomalías de temperatura en los trópicos respecto a la climatología diaria desde 1979 hasta 2012 (a) y el residuo obtenido de la regresión múltiple (b). La primera muestra claramente la señal debida a la QBO, que domina la variabilidad de la estratosfera tropical en forma de patrones de anomalías descendentes. La segunda muestra el residuo de

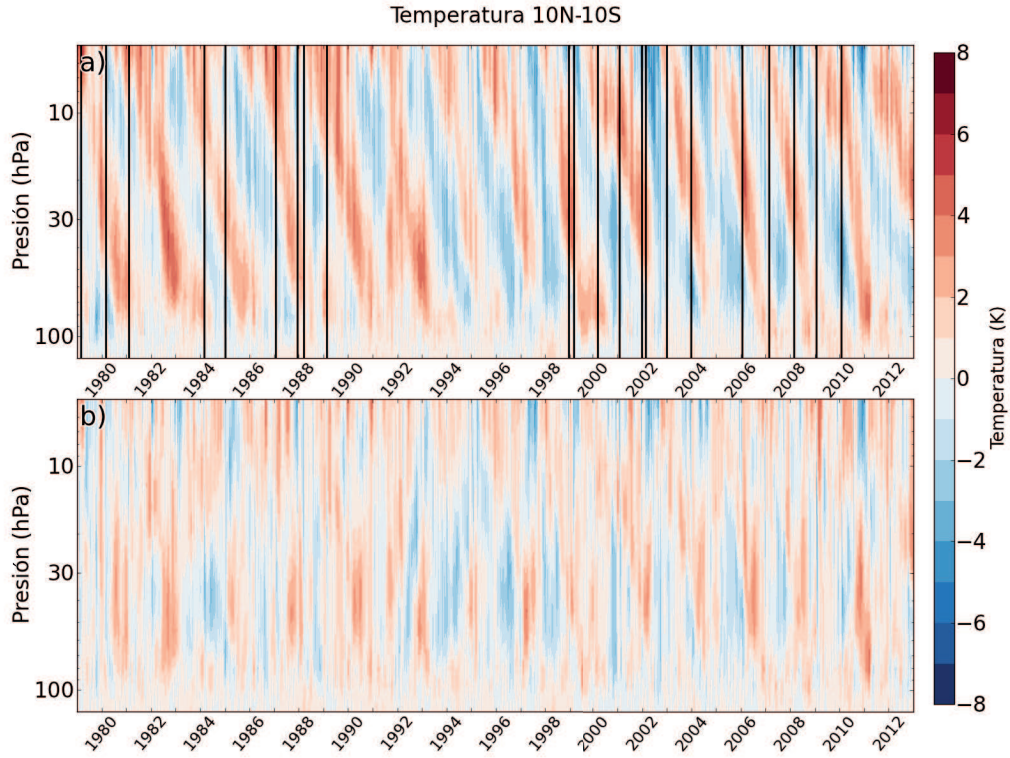


Figura 4.4: a) Anomalías de temperatura en los trópicos (10°S - 10°N) respecto a la climatología de 34 años en ERA-Interim. b) Residual de una regresión múltiple como se define en el texto. Las líneas negras verticales marcan la ocurrencia de SSWs.

temperatura tras aplicar la regresión múltiple, donde se esperaría que la contaminación de la QBO hubiera desaparecido. No obstante, se aprecian anomalías notables en los residuos de temperatura entre 30 y 70 hPa que coinciden en signo con las anomalías de temperatura de la gráfica de anomalías superior. Por tanto, parece que este método no elimina completamente la QBO.

En cualquier caso, la Figura 4.5 presenta los composites tiempo-presión de la temperatura residual durante los SSWs. Los composites siguen mostrando en la capa de 20-40 hPa indicios de valores positivos/negativos relacionados con las fases este/oeste de la QBO, aunque mucho menos intensas que las obtenidas tomando las anomalías climatológicas (Figura 4.3). Por tanto, esta técnica reduce la señal de la QBO en los composites de los SSWs, pero no la elimina completamente.

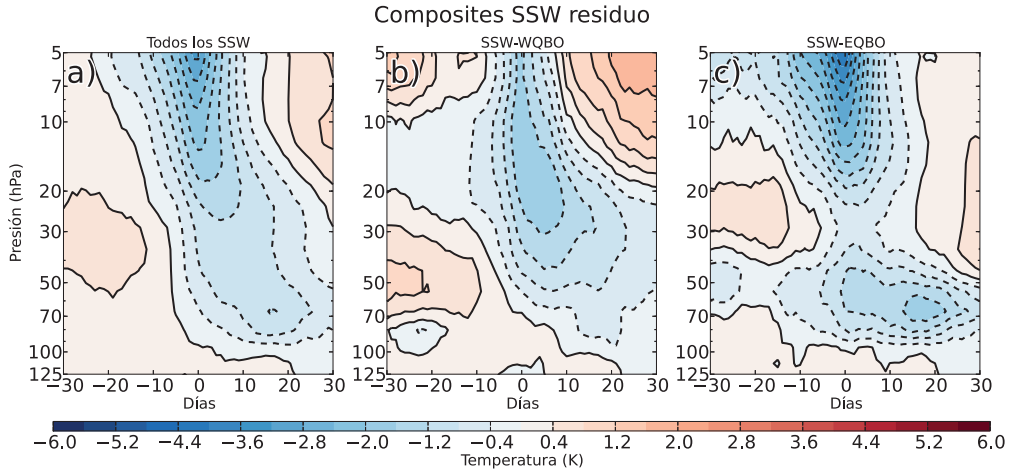


Figura 4.5: Como la Figura 4.3 pero usando los residuos de una regresión múltiple como variable de los composites de los SSWs.

4.2.2. Climatología específica de la QBO

Esta metodología se basa en el cálculo de anomalías respecto a una climatología diaria específica para cada SSW de acuerdo con su fase de la QBO. Para cada evento, se considera el periodo de 60 días alrededor de su fecha central y se calculan las anomalías usando una climatología específica en la que se consideran sólo aquellos años sin SSWs en dichos periodos de 60 días, y con la misma fase de la QBO. Conviene indicar que cada climatología se calcula con un número diferente de años debido a que el número de inviernos de fase este y oeste de la QBO es diferente, pero también a que los SSWs no se distribuyen de manera homogénea a lo largo del invierno, sino que ocurren en periodos preferentes (ver Capítulo 3).

En la Figura 4.6 se muestran los composites de las anomalías de temperatura descendentes de la señal de enfriamiento asociada a los SSWs, si bien aparecen diferencias entre los SSW-EQBO y SSW-WQBO (principalmente en la intensidad y altura de la respuesta máxima). Aunque la huella de la QBO parece reducirse ligeramente en estos composites respecto al método de regresión múltiple (comparar Fig. 4.6 con Fig. 4.5), el método de la climatología específica presenta una limitación importante. Ésta estriba en el tamaño pequeño y variable de la muestra empleada para la construcción de las

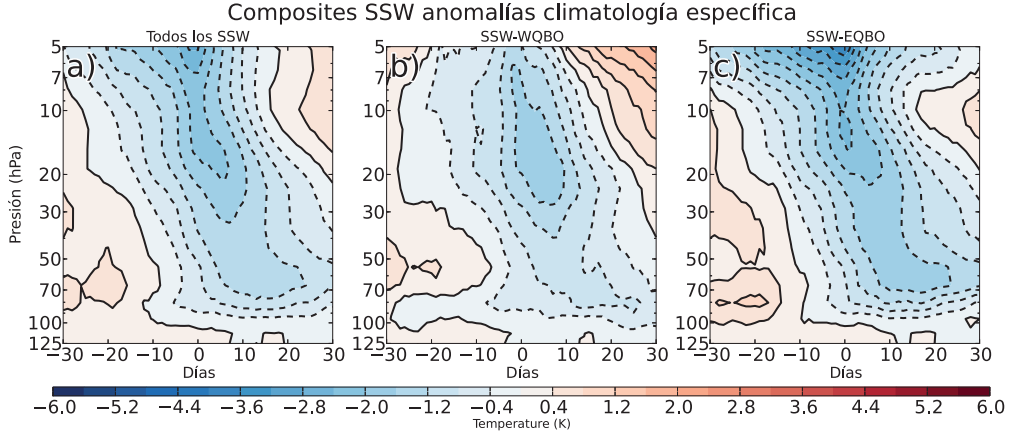


Figura 4.6: Como la Figura 4.3 pero usando anomalías calculadas respecto a climatologías específicas para cada SSW.

climatologías. Así algunas climatologías específicas están calculadas sólo con 6 años de datos y por tanto no permiten dotar al análisis de robustez estadística.

4.2.3. Anomalías interanuales

Esta técnica pretende eliminar las variaciones interanuales entre los distintos inviernos en que ocurrieron los SSWs, y por tanto las diferencias entre los inviernos de cada fase. Para ello se elimina en primer lugar la climatología diaria calculada con los 34 años de datos, y seguidamente el estado de fondo de cada evento particular. Éste se define como la anomalía de temperatura promedia de los 60 días alrededor del día central de cada SSW, la cual contiene información de la señal de la QBO. *Kodera (2006)* usó una metodología similar, aunque *Taguchi (2011)* consideraba que estas anomalías no tienen en cuenta toda la posible contaminación de la señal por las fases de la QBO.

Los tres composites, incluyendo todos los SSWs, los SSW-WQBO y los SSW-EQBO, se parecen entre sí (Figura 4.7), encontrándose sólo diferencias en la velocidad de propagación de la señal. Para los SSW-EQBO la anomalía fría máxima se propaga hacia abajo hasta 30 hPa en unos 2-3 días, más rápido que durante la fase oeste (en unos 8 días). No obstante, en la baja estratosfera, el enfriamiento más pronunciado aparece con un retraso similar con respecto al día 0 durante ambas fases de la QBO, con los máximos

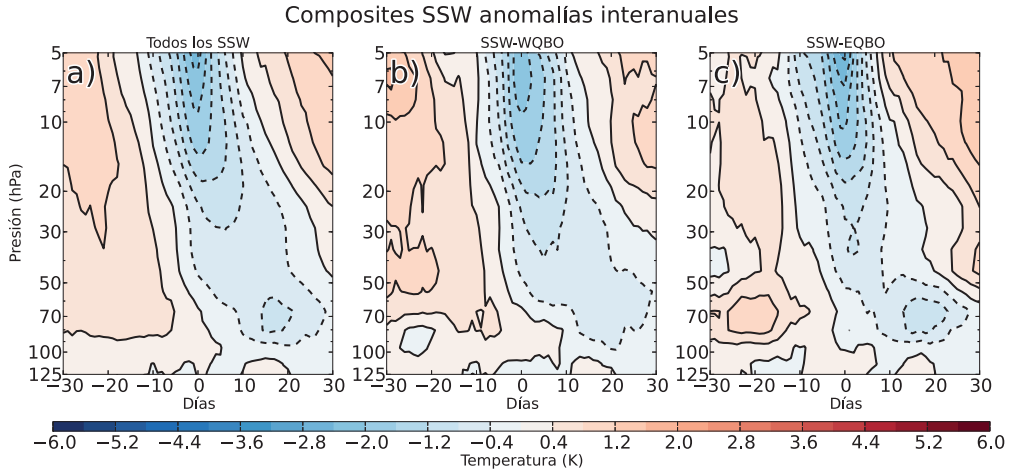


Figura 4.7: Como la Figura 4.3 pero usando anomalías calculadas respecto a la climatología y al estado promedio de los ± 30 días alrededor de la fecha central de cada SSW.

en torno a los días 10-20 en 70 hPa. Aunque este tipo de composites muestra menores trazas de la QBO que los métodos anteriores, los resultados se basan en la definición de un estado “no perturbado” arbitrario (definido por el periodo de 60 días), y dependen del número de días usados para sustraer las variaciones interanuales. Así por ejemplo, cuando se considera la evolución en ± 20 días y se elimina el promedio de 41 días alrededor de la fecha central del SSW, las anomalías negativas (el enfriamiento) persisten 18 días en 10 hPa, mientras que en la Figura 4.7a (quitando el promedio de 61 días), lo hacen durante 24 días. A modo de ejemplo la Figura 4.8 muestra el proceso de aplicar esta metodología al SSW que ocurrió el 27 de febrero de 1999. Las dos líneas horizontales en la Figura 4.8c muestran la media de las anomalías para el periodo de 61 días (verde) y de 41 días (rojo). Los valores por debajo de estas líneas se considerarían anomalías negativas (enfriamiento), y por tanto es fácil observar cómo la persistencia y amplitud del enfriamiento varía sustancialmente dependiendo de la definición subjetiva del periodo no perturbado.

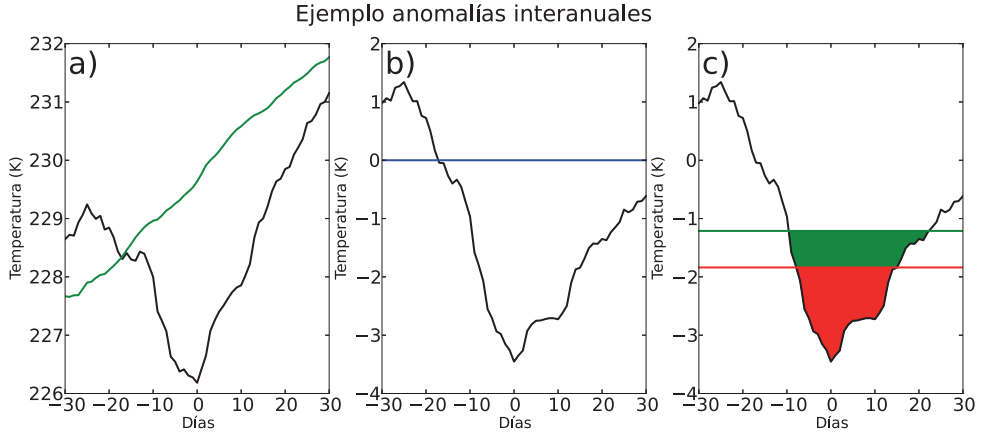


Figura 4.8: Ejemplo de la definición de anomalías usados por [Kodera \(2006\)](#) para el SSW del 27 de febrero de 1999. a) evolución de la temperatura (negro) junto con la evolución de la climatología de los 34 años para ese periodo (verde). b) evolución anomalía de la temperatura respecto a la climatología. c) evolución de la anomalía de la temperatura indicando con líneas horizontales el promedio del periodo de ± 30 días (rojo) y de ± 20 días (verde).

4.3. Propagación de la señal

Las cuatro metodologías usadas en la sección anterior para caracterizar la evolución de la respuesta de los SSWs en los trópicos, muestran diferentes inconvenientes y la presencia, en la mayor parte de los casos, de una señal en temperatura proveniente de la QBO. Aún así, todas indican un enfriamiento en los trópicos en respuesta al calentamiento asociado con los SSWs sobre la región polar. Esta conexión entre las temperaturas tropical y extratropical durante los SSWs está de acuerdo con el efecto de los SSWs en la circulación meridiana media, y se puede cuantificar a través de la magnitud de las anomalías de temperatura en ambas regiones para las fechas alrededor de los SSWs. Para establecer la relación entre las señales tropical y extratropical de los SSWs, primero es necesario cuantificar dichas señales. CP07 definieron la intensidad de un SSW como el promedio de las anomalías de temperatura sobre la región polar (50° - 90° N) para el periodo de ± 5 días desde la fecha central del SSW. Esto requiere la definición de anomalías respecto a una climatología diaria. Aquí, se ha usado este parámetro, pero referido a las nuevas fechas centrales (Tabla 4.1), y definiendo la región polar como 60° - 90° N. La Figura 4.9a muestra la relación entre esta magnitud de intensidad en la región polar (eje

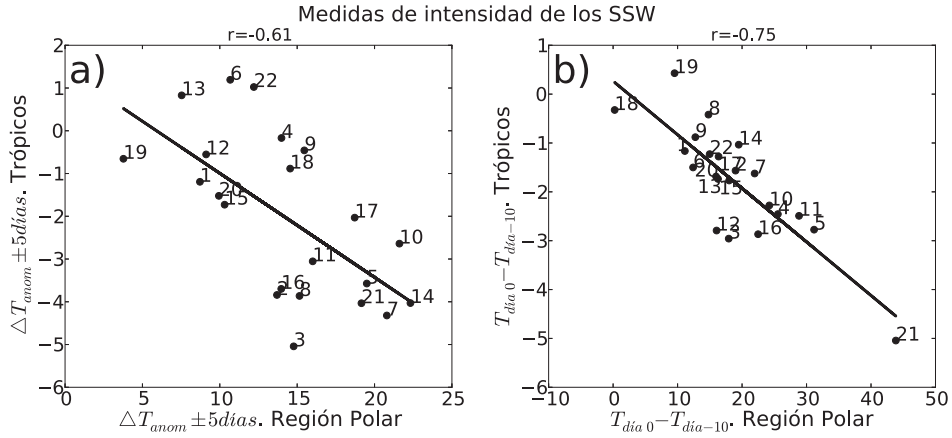


Figura 4.9: a) gráfica de dispersión del parámetro de la intensidad del SSW de *Charlton y Polvani* (2007) (anomalía de temperatura en 10 hPa promediado para ± 5 días desde la fecha central del SSW) para la región polar (60° - 90° N) frente a la región tropical (10° N- 10° S). Los números indican el evento en la Tabla 4.1. b) análogo a a) pero definiendo la intensidad del SSW como la diferencia de anomalías de temperatura en 10 hPa entre el día 0 menos el día -10.

x) y la misma medida aplicada a la región tropical (10° N- 10° S) (eje y). El coeficiente de correlación de *Spearman* entre las magnitudes tropical y extratropical es 0.61, siendo estadísticamente significativo al nivel de confianza del 95 %.

Como ya se ha indicado en la sección anterior, esta definición de anomalías respecto a una climatología no permite aislar la señal debida exclusivamente al SSW, al estar contaminada en los trópicos por la señal de la QBO en temperatura. Así, cabría esperar una relación más fuerte entre los trópicos y extratrópicos cuando se evita parcialmente el uso de anomalías. Para ello se propone una nueva metodología que caracteriza la intensidad del SSW a partir de las variaciones de temperatura, calculadas desde el día -10 al día 0 (la nueva fecha central del SSW), tras haber eliminado el ciclo estacional usando una climatología diaria. Se obtienen resultados similares si no se elimina el ciclo estacional. Esta diferencia de temperatura proporciona una medida acumulada del gradiente temporal de temperatura, que a su vez, es proporcional a la circulación meridiana ($\frac{\partial T}{\partial t} \approx N^2 w^*$). La Figura 4.9b muestra la gráfica de dispersión de esta nueva medida de intensidad de los SSWs entre los trópicos y extratrópicos. Se observa claramente una relación lineal entre el calentamiento extratropical y el enfriamiento tropical, con un coeficiente de correlación

de *Spearman* de 0.75 (estadísticamente significativo al 99 %). El grado de dispersión se reduce considerablemente con respecto al de la Figura 4.9a. Esta mejora resulta de una mejor caracterización de la señal de los SSWs al evitar la definición de un estado medio climatológico, el cual está sesgado por la fase de la QBO. Los resultados de la Figura 4.9b sugieren que los cambios relativos de temperatura empleados en este nuevo parámetro, podrían también ser más adecuados para aislar la señal de enfriamiento tropical de los SSWs de la QBO.

Por tanto, basándose en los resultados mostrados en la Figura 4.9, se presenta a continuación un nuevo método para representar la señal asociada a los SSWs que aísla mejor la señal de los SSWs, y evita las elecciones arbitrarias planteadas en la Sección 4.2. Esta metodología alternativa se basa en la evolución de las diferencias de temperatura con respecto a la fecha central del SSW, en lugar de emplear anomalías con respecto a un estado medio.

En primer lugar se elimina el ciclo estacional (aunque se obtienen resultados similares si se usan valores absolutos), y se toma como referencia el valor de la fecha central de un SSW dado (día 0) para cada nivel de presión. Por tanto, para cada nivel de presión y cada día alrededor de la fecha central, la señal del SSW se define como la diferencia entre los valores de temperatura de ese día y de la fecha central. Esto genera líneas de evolución de la señal que representan para cada día (eje x) la variación en temperatura experimentada con respecto al valor del día 0 en cada nivel de presión. La Figura 4.10 muestra un ejemplo de cómo se implementa esta metodología para el SSW del 18 de enero de 1987 y para el nivel de 44.3 hPa. La figura superior muestra la evolución de las anomalías climatológicas, mientras que la figura inferior muestra la evolución referida al valor del día 0, marcado por una línea horizontal. En este ejemplo, se observa para el día -15 una anomalía de temperatura respecto de la climatología de 0 K, mientras que respecto al día central del SSW es de 1.25 K.

Usando esta metodología se han calculado composites de la señal de los SSWs para los SSW-EQBO (azul) y SSW-WQBO (rojo) tal como se muestran en la Figura 4.11b. Las líneas grises horizontales marcan la referencia del valor del día 0 para cada nivel de presión. Los valores por encima del nivel de referencia implican enfriamiento antes del día 0 y calentamiento después, mientras que valores por debajo del nivel de referencia indican calentamiento antes del día 0 y enfriamiento después de éste. Con este método, se filtra la posible contaminación en temperatura de la QBO, ya que ésta opera en escalas temporales mayores. La QBO tiene un periodo de unos 28 meses de media, y el cambio de temperatura relacionado con ésta es en torno a 4 K (dependiendo de la altura)

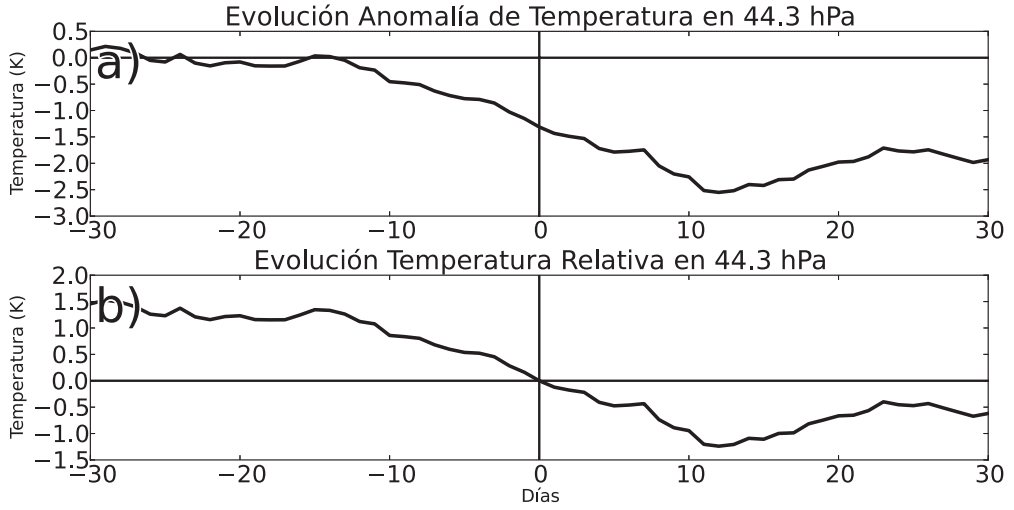


Figura 4.10: Ejemplo de la metodología de cambios de temperatura relativos al día 0 aplicado para el SSW del 18 de enero de 1987 en el nivel de 44.3 hPa. a) Anomalía de temperatura, b) Evolución relativa de la anomalía de temperatura respecto al valor del día central del SSW (día 0).

en unos 14 meses, por lo que la tendencia media es de unos 0.3 K/mes. Este cambio de temperatura es pequeño comparado con los cambios observados en el ejemplo de la Figura 4.10. Por tanto, la evolución de la temperatura en cada nivel en la Figura 4.11b se atribuye casi exclusivamente a los SSWs.

Los resultados de la Figura 4.11b muestran la señal de los SSWs para ambas fases de la QBO en cada nivel. En los dos casos, el enfriamiento es mayor en la alta estratosfera. No obstante, por encima de 10 hPa, el enfriamiento relacionado con los SSWs tiene menor duración durante la EQBO que en los casos de WQBO. Por debajo de 10 hPa, las temperaturas mínimas durante ambas fases de la QBO se alcanzan para valores de tiempos positivos (es decir, posteriores al día 0), y por tanto desfasan del día central de los SSW en la región polar por unos pocos días. Además en ambas fases el mayor enfriamiento se produce en tiempos cada vez mayores (es decir, más tarde) para niveles inferiores, lo que indica la propagación descendente del enfriamiento. No obstante, se observan diferencias entre EQBO y WQBO. Así el mínimo es más pronunciado y ocurre más tarde durante SSW-WQBO que para SSW-EQBO (por ejemplo, en 23 hPa, el mínimo se alcanza alrededor del día 5 para SSW-WQBO y cerca del día 2 para el SSW-EQBO). Este comportamiento se observa desde los niveles superiores hasta el nivel de 54 hPa,

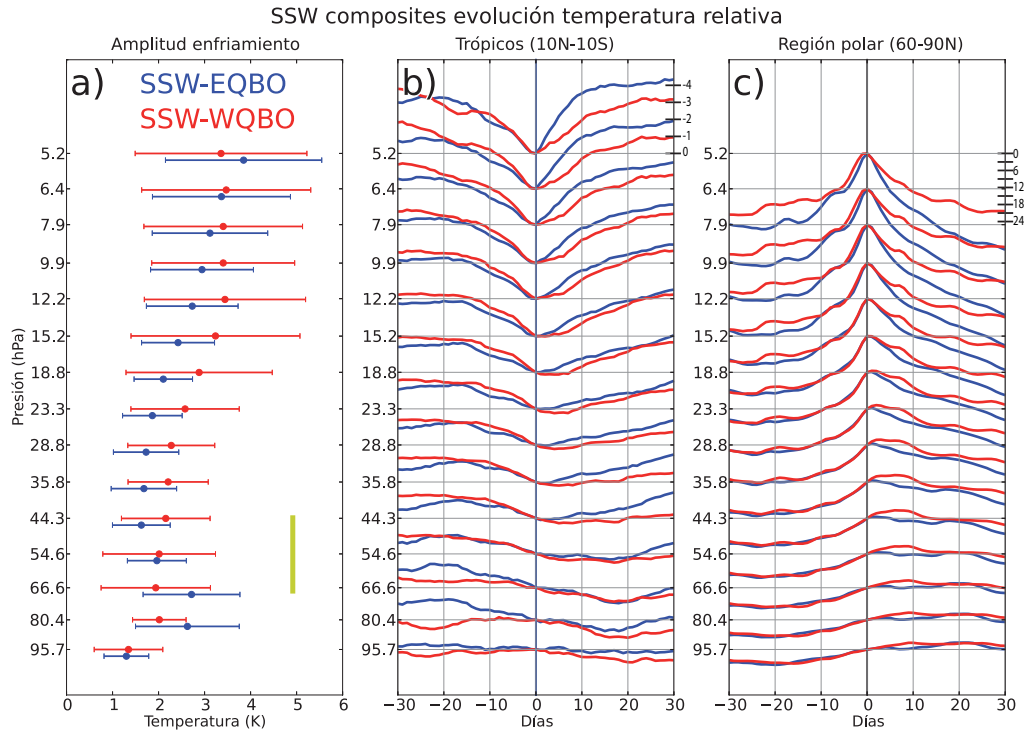


Figura 4.11: a) Amplitud del enfriamiento tropical asociado a SSWs definido como la diferencia de temperatura entre su valor máximo, en el periodo día 0 y día -20, y su valor mínimo entre el día 0 y el día +20. Los puntos indican el valor medio de la amplitud del enfriamiento y las barras de error ± 1 desviaciones estándar. Los puntos amarillos indican cambios significativamente diferentes al 90 % de un nivel de presión a su nivel inferior. b) Composites de los SSWs para la evolución temporal de las variaciones de temperatura tropical respecto al día 0. c) Igual que b) pero para la región polar (60°-90°N). Los colores indican la fase de la QBO, azul para la Este y rojo para la Oeste. Las líneas grises horizontales marcan el valor del día 0 para cada nivel de presión. La escala de las evoluciones de temperatura viene marcada en la evolución del nivel de 5.2 hPa.

donde las evoluciones de los composites de SSWs durante ambas fases de la QBO son similares.

Con el fin de confirmar la estrecha relación que mantienen la evolución de las temperaturas en trópicos y extratrópicos, se ha llevado a cabo un análisis similar para la señal del SSW sobre la región polar (60° - 90° N). Los resultados de este análisis se muestran en la Figura 4.11c. Éstos indican un calentamiento muy pronunciado alrededor del día 0 en todos los niveles por encima de 30 hPa, y calentamientos máximos para desfases positivos, varios días después de la fecha central. Esto confirma la propagación descendente de la señal del SSW en la región polar, tal y como se ha descrito en estudios previos. Además, las evoluciones de la temperatura también indican diferencias entre EQBO/WQBO similares a las observadas en trópicos. Así, el calentamiento asociado a los SSWs en latitudes altas por encima de 44 hPa perdura más durante WQBO que EQBO, este resultado coincide con lo observado en trópicos y sugiere una estrecha conexión entre el comportamiento de la señal de los SSWs en la región polar y la correspondiente evolución tropical. No obstante, en la baja estratosfera, las evoluciones de la temperatura son diferentes. Esto indica que la evolución de la señal de los SSWs en la baja estratosfera tropical es relativamente independiente de aquella en latitudes altas, sugiriendo que la primera debería estar influenciada por mecanismos que operan fuera de la región polar, al menos parcialmente.

Además de la caracterización de la propagación de la señal asociada a los SSWs, también es importante caracterizar su amplitud integrada a lo largo del ciclo de vida del SSW y su posible variación con la fase de la QBO. Como medida de la amplitud del enfriamiento tropical del SSW, se ha calculado la diferencia de temperatura entre el valor máximo alcanzado en los 20 días antes del día 0 y el valor mínimo alcanzado en el periodo desde el día 0 al +20. Este parámetro se calculó para cada evento y cada nivel, y después se promedió para todos los SSWs atendiendo a su fase de la QBO (Figura 4.11a). Valores positivos indican un enfriamiento neto asociado a la ocurrencia del SSW. También se ha calculado si el gradiente de enfriamiento (cambio de la amplitud del enfriamiento de un nivel a otro) es estadísticamente diferente entre las dos fases de la QBO al nivel de confianza del 90 % con un análisis *t-Student*.

El enfriamiento observado es generalmente mayor para los SSWs que ocurren durante WQBO (en rojo), aunque hay que destacar la gran variabilidad de caso a caso (indicada por la barra de ± 1 desviaciones estándar). Durante los SSW-WQBO, la amplitud del enfriamiento apenas cambia por encima de 12 hPa, mientras que por debajo de este nivel, decrece hacia niveles inferiores. Durante los SSW-EQBO, la amplitud del enfriamiento

es mayor en la alta estratosfera y decrece hacia la estratosfera media hasta 44 hPa. No obstante, este comportamiento se invierte de 44 a 67 hPa y el enfriamiento aumenta en los niveles más bajos de la estratosfera mientras que continúa decreciendo para los casos de SSW-WQBO. Por debajo de estos niveles (entre 80 y 96 hPa), la amplitud de la temperatura disminuye considerablemente hasta alcanzar valores pequeños para ambas fases de la QBO, indicando que el enfriamiento tropical de los SSWs se debilita en gran medida, y prácticamente desaparece por debajo de 100 hPa. Las diferencias entre los SSW-EQBO y los SSW-WQBO en el gradiente del enfriamiento entre 5.2 y 6.4 hPa, y también entre 44.3 a 66.6 hPa son significativas, indicando diferencias entre la propagación del enfriamiento en ambas fases de la QBO en estas dos regiones.

4.3.1. Mecanismos que explican la señal tropical de los SSWs

Para investigar los procesos dinámicos que afectan a la señal en temperatura de la baja estratosfera tropical, se han calculado composites del promedio zonal del viento zonal para cada subconjunto de SSW-QBO (Figuras 4.12). La posición del viento cero, es decir, el cambio de vientos del oeste a vientos del este (línea negra gruesa en las figuras) varía entre ambas fases de la QBO. Durante WQBO, la línea de viento cero se sitúa alrededor de 20°N en la estratosfera media y alta (por encima de 30 hPa) extendiéndose hasta el hemisferio sur en la baja estratosfera. Lo contrario sucede durante EQBO, que muestra la línea de viento cero sobre el hemisferio sur en la estratosfera media-alta y alrededor de 20°N en la baja estratosfera. Este cambio modifica la propagación de las ondas planetarias hacia el ecuador ya que éstas sólo se propagan a través de un flujo de fondo con vientos del oeste (*Charney y Drazin, 1961*). Este hecho se constata en las Figuras 4.13, que muestran composites de la evolución temporal de la divergencia de flujo de Eliassen-Palm (EP) durante los SSWs para las regiones de 55°-65°N y de 15°-30°N, en función de las fases de la QBO. Se observa que la región del límite del vórtice tiene un comportamiento cualitativamente similar para ambas fases de la QBO. Así, pocos días antes del día central del SSW aparecen en ambas fases de la QBO los mayores valores de convergencia de flujo de ondas (valores negativos) en la región polar. Tal como se explicó en el Capítulo 1, las ondas rompen en esos niveles y perturban el vórtice polar. Sin embargo se observa que la región subtropical tiene un régimen claramente diferenciado durante SSW-WQBO y SSW-EQBO. Los primeros (SSW-WQBO) presentan valores mayores de divergencia de flujo de EP negativa por encima de 20 hPa, mientras que los segundos lo hacen en la franja entre 20 y 50 hPa. Los máximos valores de divergencia de flujo de EP se encuentran

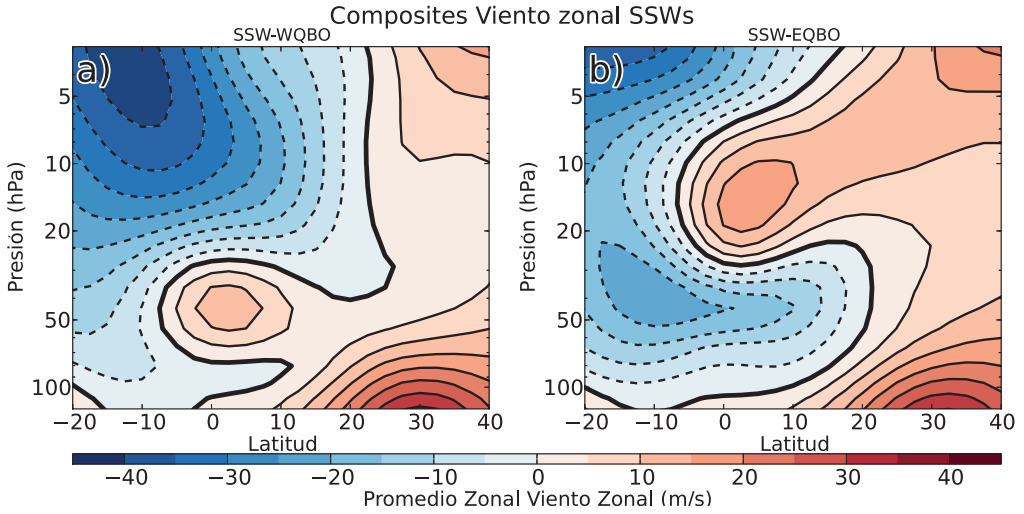


Figura 4.12: Composites del promedio zonal del viento zonal durante los ± 30 días desde la fecha central de los SSWs para las fases de la QBO: oeste (a) y este (b). La línea gruesa identifica la posición del viento cero. Datos de ERA-Interim.

en el periodo de los días -10 y +5, aunque en el caso de SSW-EQBO éstos se intensifican entre los días -5 y +5.

De acuerdo con estos resultados, se han calculado composites latitud-presión de la divergencia de flujo de EP para ± 5 días desde la fecha central de los SSWs para ambas fases de la QBO. Así se obtiene información sobre el forzamiento por ondas del flujo de fondo, y se pueden explorar los procesos dinámicos que operan en la baja estratosfera tropical durante los SSWs. Se pretende así identificar los mecanismos que expliquen las diferencias encontradas entre las fases EQBO y WQBO en lo que concierne a la evolución (propagación) y amplitud de las anomalías de enfriamiento de los SSWs. Para analizar la significatividad estadística de estos composites se realiza un test de Monte Carlo calculando 5000 composites con subconjuntos aleatorios de datos para cada una de las fases de la QBO. Para cada composite, seleccionamos tantos casos como SSWs hay en cada fase, manteniendo el día y el mes de los SSWs observados intacto, pero eligiendo el año de ocurrencia aleatoriamente entre los años disponibles de cada subconjunto analizado, es decir, de cada fase de la QBO. El nivel de confianza estadística al 95 % (test de doble cola) viene dado por los valores de la divergencia de flujo de EP correspondientes al percentil 97.5 y al percentil 2.5 de la distribución de probabilidad derivada del test de Monte Carlo. No es sorprendente que la Figura 4.14 muestre convergencia del flujo de EP en

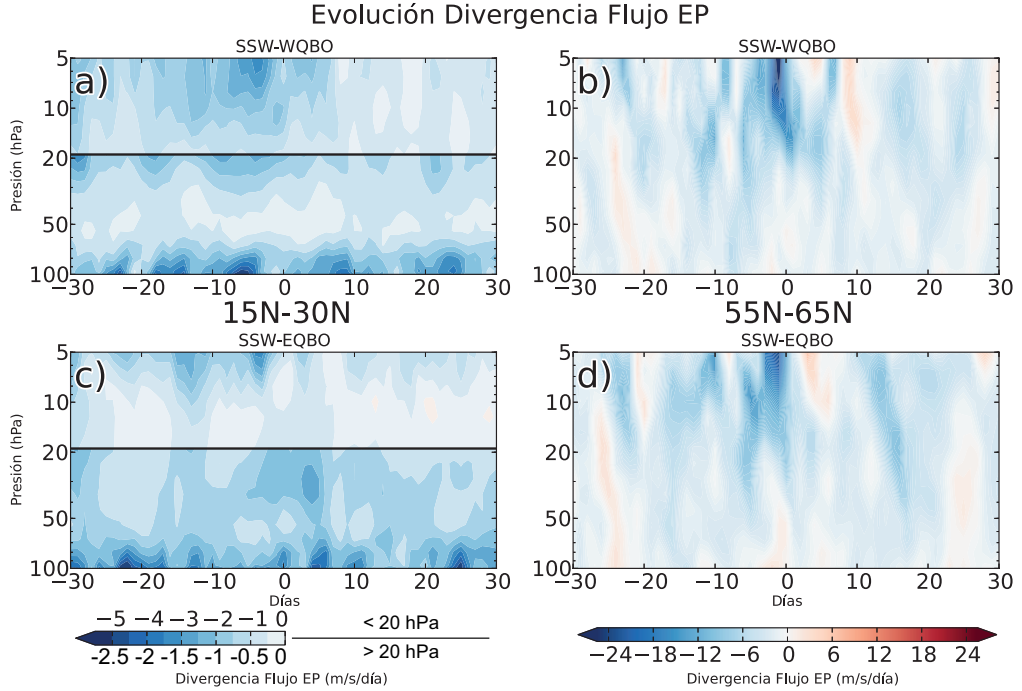


Figura 4.13: Distribución vertical de la evolución temporal de la divergencia de flujo de Eliassen-Palm durante el ciclo de vida de los SSWs para las regiones de 55° - 65° N (Columna derecha) y de 15° - 30° N (Columna izquierda). Los paneles superiores (a, b) e inferiores (c, d) muestran los composites para los SSWs que ocurren durante WQBO y EQBO respectivamente. En las gráficas a) y c) se usan dos escalas diferentes por encima y por debajo de 20 hPa. Datos ERA-Interim.

toda la estratosfera extratropical. Este hecho está relacionado con la mayor cantidad de ondas provenientes de la troposfera en latitudes medias antes de la ocurrencia del SSW (*McIntyre (1982), Polvani y Waugh (2004)*). No obstante, hay diferencias entre ambas fases de la QBO en los subtrópicos. Las regiones con mayor convergencia significativa se dan en los niveles superiores (a alturas por encima de 15 hPa) durante los SSW-WQBO, pero entre 20 y 44 hPa la convergencia del flujo de EP es mayor durante SSW-EQBO. Ambas regiones muestran diferencias estadísticamente significativas con respecto a su propia fase de la QBO, y por tanto no pueden ser debidas exclusivamente a la QBO, sino que muestran una intensificación respecto a la señal climatológica de la QBO durante la ocurrencia de un SSW. Por el principio de control descendente (*Haynes et al. (1991)*), la convergencia subtropical durante los SSW-EQBO implica ascensos tropicales en niveles

por debajo del forzamiento, y por tanto, temperaturas más frías en la baja estratosfera tropical. Esto está de acuerdo con el aumento en la amplitud de enfriamiento observado en esa región para los SSW-EQBO en la Figura 4.11a. De forma similar, los resultados de la Figura 4.11a indican que durante los SSW-WQBO, el enfriamiento en los niveles más altos (entre 5 y 13 hPa) no decrece hacia niveles inferiores, tal y como ocurre para SSW-EQBO, sino que se mantienen con la altura (Fig. 4.11a). Este resultado está de acuerdo con el aumento de la disipación de ondas observado en esos niveles en la Figura 4.14a. Por tanto, las diferencias en la disipación de ondas en la región subtropical están determinadas por el estado de fondo de cada fase de la QBO, y esta disipación modula la amplitud del enfriamiento en respuesta a los SSWs.

Para apoyar este argumento se ha calculado la Figura 4.15, que muestra composites análogos a los de la Figura 4.14, pero para las velocidades residuales meridiana y vertical (v^*, w^*) durante el periodo de ± 5 días. La información combinada de v^* y w^* permite caracterizar las circulaciones secundarias asociadas con la disipación de ondas de la Figura 4.14. Durante los SSW-WQBO, se produce un ascenso (valores positivos) tropical significativo (respecto a su propia fase de la QBO) entre 20 y 10 hPa (Fig. 4.15a) acompañado de una intensificación de la circulación meridiana (valores positivos) por encima de esos niveles (Fig. 4.15c). Esta circulación está de acuerdo con la disipación de ondas de la región subtropical (Figura 4.14a) y causa un enfriamiento tropical en la estratosfera media. En cambio, durante los SSW-EQBO, se observan mayores ascensos por encima de 10 hPa y por debajo de 50 hPa, así como menores ascensos alrededor de 30 hPa (Fig. 4.15b). Al mismo tiempo, la velocidad residual meridiana se intensifica entre 50 y 30 hPa (Fig. 4.15d), implicando una circulación meridiana secundaria generada por las disipación de ondas en los subtrópicos de la Figura 4.14b. Esto es consistente con el aumento distinguible de la amplitud del enfriamiento observado en la baja estratosfera durante los SSW-EQBO (Fig. 4.11a).

4.3.2. Extensión latitudinal de la señal tropical

Hasta ahora se ha analizado la señal de los SSWs para la región tropical (10°N-10°S) y las diferencias entre las fases de la QBO. Sin embargo, se hace necesario un análisis de la extensión latitudinal de la señal de los SSWs para determinar si las diferencias antes mencionadas entre EQBO y WQBO, están confinadas a la región ecuatorial. La Figura 4.16 muestra secciones transversales latitud-presión de composites de los cambios de temperatura anómalos experimentados a lo largo del ciclo de vida del SSW. En concreto,

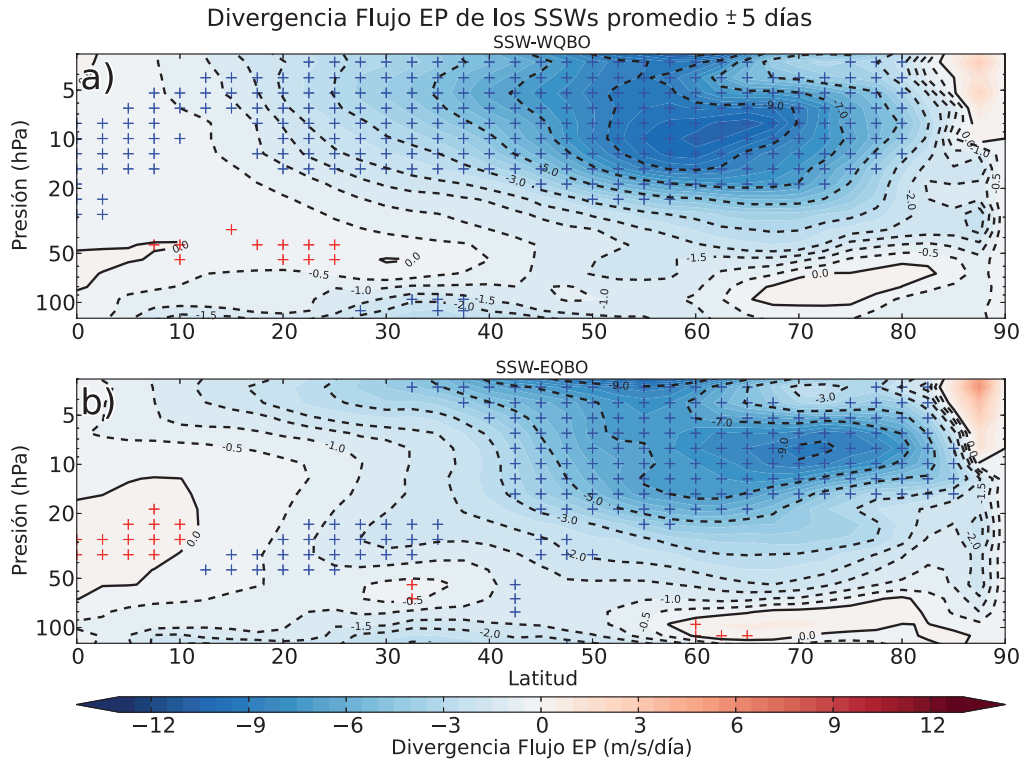


Figura 4.14: Composites de latitud-presión de la divergencia de flujo de Eliassen-Palm para el promedio de ± 5 días desde la fecha central de los SSWs. Las cruces indican significatividad estadística al nivel de confianza del 90 % con un test de Monte Carlo respecto a su propia fase de la QBO. a) SSW-WQBO; b) SSW-EQBO. Las líneas continuas (discontinuas) identifican valores positivos (negativos) de divergencia de flujo de EP.

se muestran los cambios de temperatura para diferentes instantes del periodo post-SSW (días 0, +10, +20, +30) con respecto a la temperatura promedio del periodo (días -15 al -10). Los diferentes paneles de la Figura 4.16 permiten visualizar la evolución de los cambios de temperatura en cada latitud y altura, y en concreto la evolución temporal del enfriamiento tropical y el calentamiento polar asociados al SSW. Las anomalías de las variaciones de temperatura están calculadas substrayendo las correspondientes diferencias de temperatura climatológicas. Es importante resaltar que los valores negativos indican un enfriamiento general desde 15-10 días antes del SSW a la fecha indicada en cada panel. Estas gráficas revelan un comportamiento simétrico de la señal tropical del

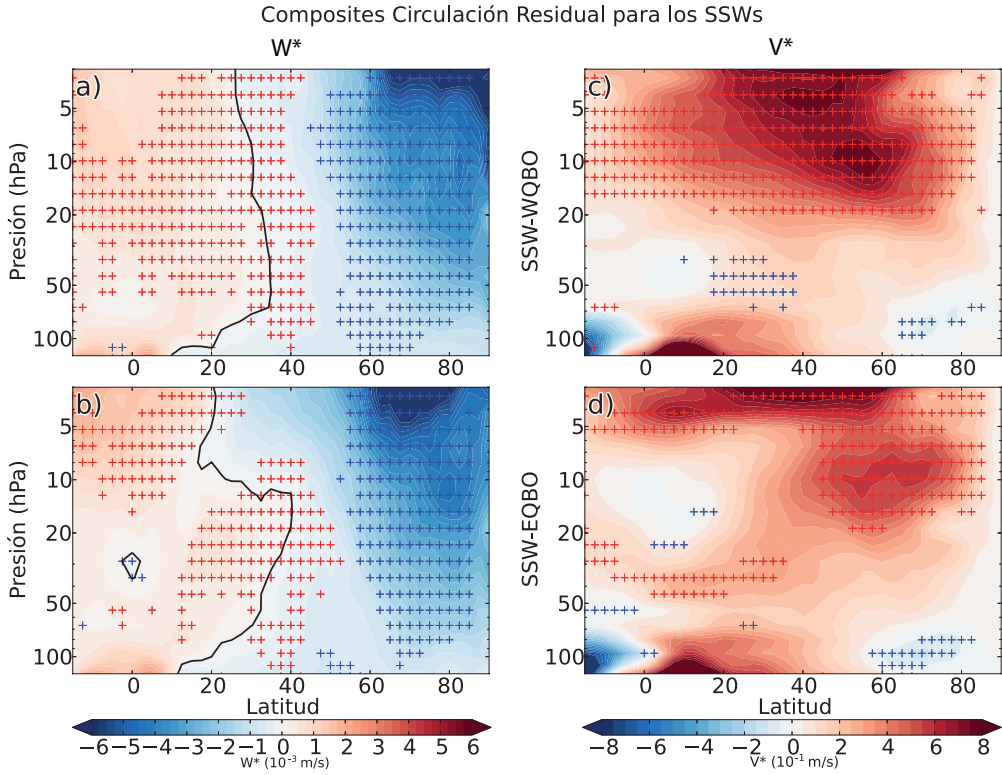


Figura 4.15: Igual que la Figura 4.14 para las componentes vertical y meridiana de la circulación residual.

SSW respecto al ecuador, que apoya la elección de la región tropical en los análisis anteriores (10°N - 10°S). Sin embargo, el cinturón latitudinal de 15 - 20° muestra asimetrías hemisféricas en la señal del SSW, particularmente para el periodo posterior al día +10. La extensión latitudinal del enfriamiento del SSW alcanza 30°S , como ya fue indicado por [Taguchi \(2011\)](#), con enfriamientos más fuertes y persistentes en el hemisferio norte.

La Figura 4.16 también permite un análisis detallado de la evolución de la temperatura global durante los SSWs. El patrón de la temperatura en los niveles más altos y en el día 0 (Fig. 4.16a y 4.16b) exhibe un dipolo tropical-extratropical: el calentamiento extratropical asociado a los SSWs está acompañado por un enfriamiento estratosférico entre 50°N y 50°S , que confirma el acoplamiento entre las variaciones de temperatura tropical y extratropical en la alta estratosfera (Figuras 4.9 y 4.11). En las semanas posteriores al SSW, el calentamiento de la región polar desciende hacia la baja estratosfera y troposfera,

y el calentamiento en la alta estratosfera se debilita y se reemplaza por anomalías frías, como ya se observó en los composites de *Limpasuvan et al. (2004)* de la Figura 1.7. Esta propagación descendente es aparentemente más rápida durante los SSW-EQBO, como se encontró en la Figura 4.11. En latitudes bajas, el enfriamiento de la estratosfera media asociado a los SSWs también desaparece en unos 10-20 días, aunque persiste más durante WQBO que durante EQBO (contrastar las Figuras 4.16c y 4.16d). Este resultado es similar al observado en la Figura 4.11 y a la evolución de temperatura en la región polar, confinando de nuevo el acoplamiento trópicos-extratrópicos en la estratosfera media y alta. A pesar de la propagación descendente más rápida del patrón de los SSW-EQBO, el enfriamiento tropical en la baja estratosfera se detecta a los pocos días tras el SSW durante ambas fases de la QBO, y es más persistente (todavía evidente 30 días tras el SSW) que en niveles más altos. Sin embargo, el enfriamiento tropical en la baja estratosfera es más pronunciado durante los SSW-EQBO que durante SSW-WQBO (comparar Figuras 4.16e y 4.16f), confirmando de nuevo los resultados de la Figura 4.11.

4.3.3. SSWs durante la fase de la QBO transición al este

El análisis anterior confirma la existencia de diferencias en las características (amplitud, propagación, etc...) de la señal tropical de los SSWs dependiendo de la fase de la QBO. Se han atribuido estas diferencias a dos factores fundamentales: 1) la conexión trópicos-extratrópicos (circulación meridiana) que afecta a los cambios en temperatura de la estratosfera media y alta; 2) el efecto de la QBO sobre el flujo de fondo que determina las regiones de propagación y disipación de ondas. Estos factores no son independientes, pues ambos se basan en la interacción de ondas con el flujo de fondo. Asumiendo que el forzamiento por ondas que llegan desde la troposfera es similar durante ambas fases de la QBO, las diferencias en la señal de los SSWs entre las fases de la QBO deben residir en gran medida en las diferencias en el flujo de fondo. Más concretamente, la Figura 4.12 ilustra cómo la posición de la línea de cambio de dirección del viento (línea de viento cero) puede modular parte del enfriamiento tropical asociado a los episodios de SSW, y cómo esta posición varía con la fase de la QBO y su flujo de fondo. Esto acentúa la importancia del perfil vertical de viento zonal en la propagación de la señal del SSW. Conviene recordar aquí que la clasificación de la QBO en fases este y oeste en este capítulo se ha llevado a cabo considerando umbrales específicos en determinados niveles, y no en base al perfil completo del viento zonal (ver Sección 4.1). Dada la importancia del perfil de viento en la propagación de la señal del SSW, resulta oportuno evaluar la sensibilidad

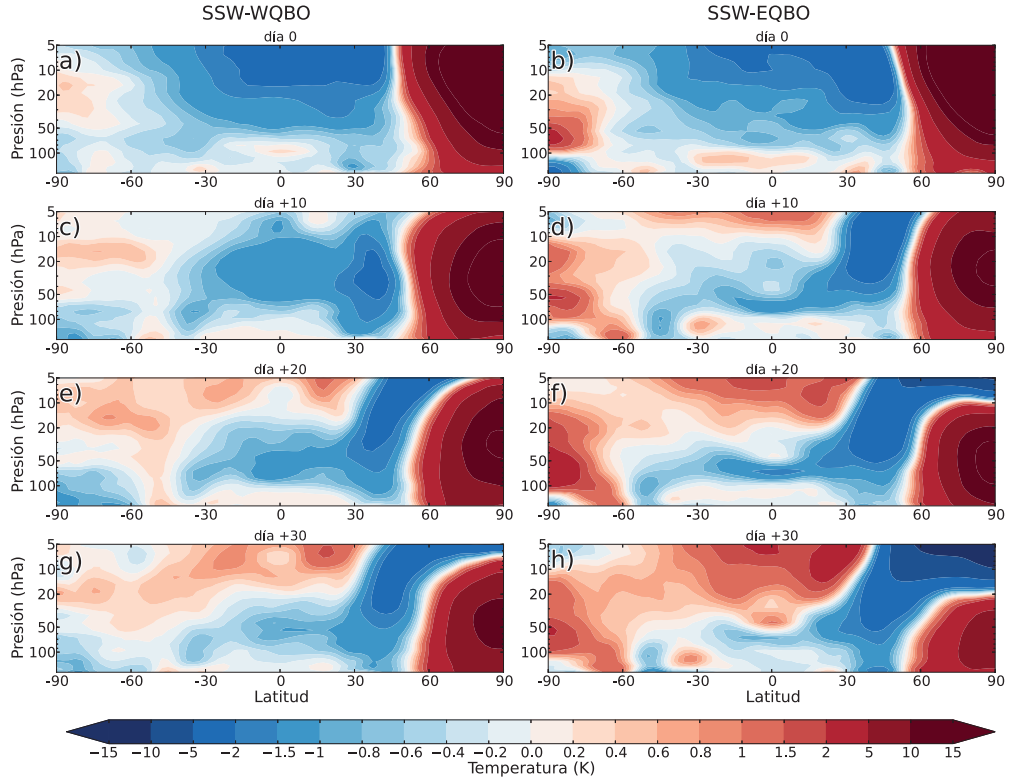


Figura 4.16: Composites de SSWs de anomalías de las diferencias de temperatura entre el promedio del periodo del día -15 al día -10 menos las diferentes fechas: día 0 en a, b; día +10 en c, d; día +20 en e, f; y día +30 en g, h. La columna de la izquierda para los SSW-WQBO y la de la derecha para SSW-EQBO. Datos de ERA-Interim.

de los resultados a la definición de la QBO. Por tanto, en esta sección se lleva a cabo una nueva clasificación de la fase de la QBO atendiendo al perfil vertical de viento zonal en el ecuador para el promedio de ± 30 días desde las fechas centrales del SSW (Figura 4.17). Esta nueva clasificación permite además reconsiderar algunos SSWs descartados en la clasificación inicial de las fases de la QBO. En la Figura 4.17, los diferentes colores identifican SSWs que ocurrieron bajo perfiles verticales de viento zonal en el ecuador similares en toda la estratosfera. Los SSWs pueden agruparse en tres conjuntos según su perfil de viento: 1) casos puros de fase oeste (líneas rojas, 8 casos), con vientos del oeste desde unos 70 a 40 hPa y cizalla negativa de viento entre 40 y 20 hPa aproximadamente, y vientos del este entre 20 y 10 hPa; 2) casos puros de fase este (líneas azules, 7 casos),

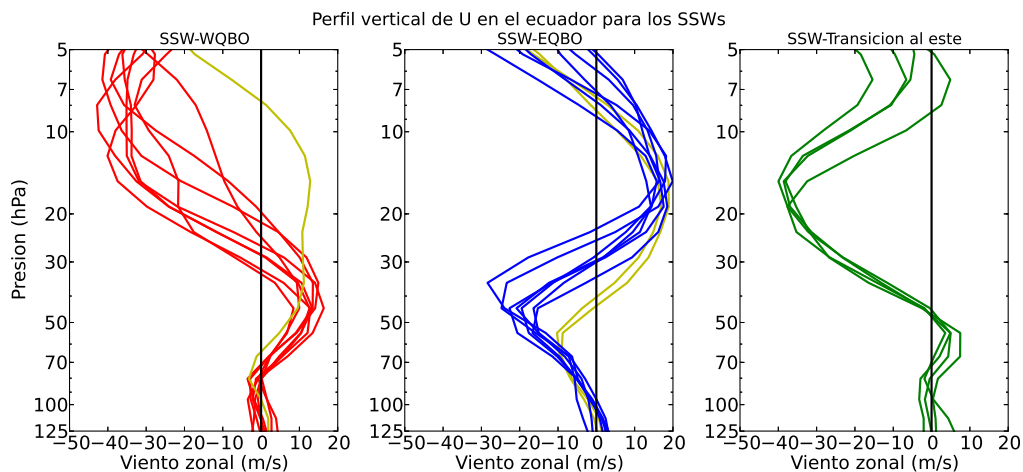


Figura 4.17: Perfil vertical del promedio zonal del viento zonal para cada SSW en el ecuador, promediado ± 30 días desde el día 0. Los colores dividen los grupos dentro de cada fase: Oeste (rojo), Este (azul), Transición a la fase este (verde) y casos únicos (amarillo).

con viento del este de 70 a 40 hPa, cizalla positiva entre 40 y 20 hPa, y vientos del oeste de 20 a 10 hPa; y finalmente 3) casos de transición al este (líneas verdes, 4 casos), con vientos del este débiles en 44 hPa que alcanzan su máximo de velocidad del este entre unos 15-20 hPa. Los grupos 1) y 2) forman los casos de los composites SSW-WQBO y SSW-EQBO anteriores. El caso WQBO que tiene vientos del oeste desde 50 hasta 10 hPa (línea amarilla en el grupo 1), y los dos casos con vientos del este débiles (líneas amarillas en el grupo 2) no se tuvieron en cuenta en dichos composites, y se excluirán aquí también ya que difieren sustancialmente de los otros casos, y tampoco conforman un grupo propio suficientemente numeroso para realizar composites. Por lo tanto, además de los SSWs que ocurrieron tanto en WQBO o EQBO ya analizados, hay 4 eventos que ocurrieron durante una fase de transición de oeste a este (T-EQBO).

En la Figura 4.18, se evalúan los composites de la evolución de temperatura para los SSWs que ocurrieron durante fases T-EQBO (líneas verdes). Esta figura representa además los composites para SSW-EQBO (azul) y SSW-WQBO (rojo) ya mostrados en la Figura 4.11. La evolución de la señal tropical en T-EQBO indica diferencias y similitudes con las fases puras de EQBO y WQBO. En 10 hPa, los SSWs de transición al este exhiben un enfriamiento más persistente que para las fases puras (Fig. 4.18b) (por ejemplo, en 23 hPa éste se logra pasado el día +15, mientras que para WQBO éste ocurre alrededor

del día +5). El mínimo de temperatura alcanzado en la estratosfera media es además más frío. Este comportamiento se observa hasta los 80 hPa. Respecto a la evolución de la amplitud del enfriamiento (Figura 4.18a), la señal se debilita desde los niveles superiores hacia la baja estratosfera, excepto para dos regiones donde el enfriamiento aumenta hacia niveles inferiores. Éstas se localizan de 8 a 15 hPa y de 54 a 80 hPa (la primera región de reintensificación del enfriamiento se asemeja al comportamiento con los SSW-WQBO, mientras que la segunda lo hace con los SSW-EQBO). Por debajo de 80 hPa la amplitud del enfriamiento disminuye de nuevo, como ocurría para las fases puras de la QBO. Las diferencias con respecto a los composites para SSW-WQBO y SSW-EQBO son apreciables, y detrás de dichas diferencias pueden estar involucrados varios factores (incluyendo artefactos estadísticos como resultado del bajo número de eventos para estos composites).

Para comprobar si los mecanismos propuestos para el enfriamiento tropical (conexión tropical-extratropical y disipación de ondas en la región subtropical) pueden explicar estas diferencias, se han repetido los cálculos de la evolución de temperatura en la región polar (Figura 4.18c), del flujo de fondo y del flujo de EP (Figura 4.19) para los casos de QBO transición al este. Los composites de temperaturas polares muestran un pico de calentamiento secundario unos días más tarde del día 0, el cual podría contribuir al enfriamiento tropical más pronunciado y persistente observado en la estratosfera media durante los T-EQBO (en comparación con la señal del SSW durante EQBO y WQBO). Otra contribución adicional a las diferencias observadas proviene de la convergencia subtropical del flujo de EP (Figura 4.19b). En este caso el análisis estadístico se ha tenido que realizar considerando todos los años del reanálisis y no exclusivamente los correspondientes a su fase de la QBO como se hizo en las Figuras 4.14 para las fases puras, puesto que el número de inviernos con fase T-EQBO es muy reducido. Al igual que para los SSW-EQBO y SSW-WQBO, la región con mayor disipación de ondas durante los casos de transición coincide con la localización de la línea de viento cero (Fig. 4.19a). La convergencia de flujo EP subtropical es mayor en la región entre 10 y 40 hPa. Ambos factores descritos, tanto la evolución del calentamiento polar con picos de calentamiento secundarios tras el día 0, como la mayor divergencia de flujo EP en la estratosfera subtropical media, están de acuerdo con la persistencia y el enfriamiento pronunciado en los trópicos (Fig. 4.18b), el aumento de la amplitud del enfriamiento de 10 a 15 hPa y en los niveles de la baja estratosfera.

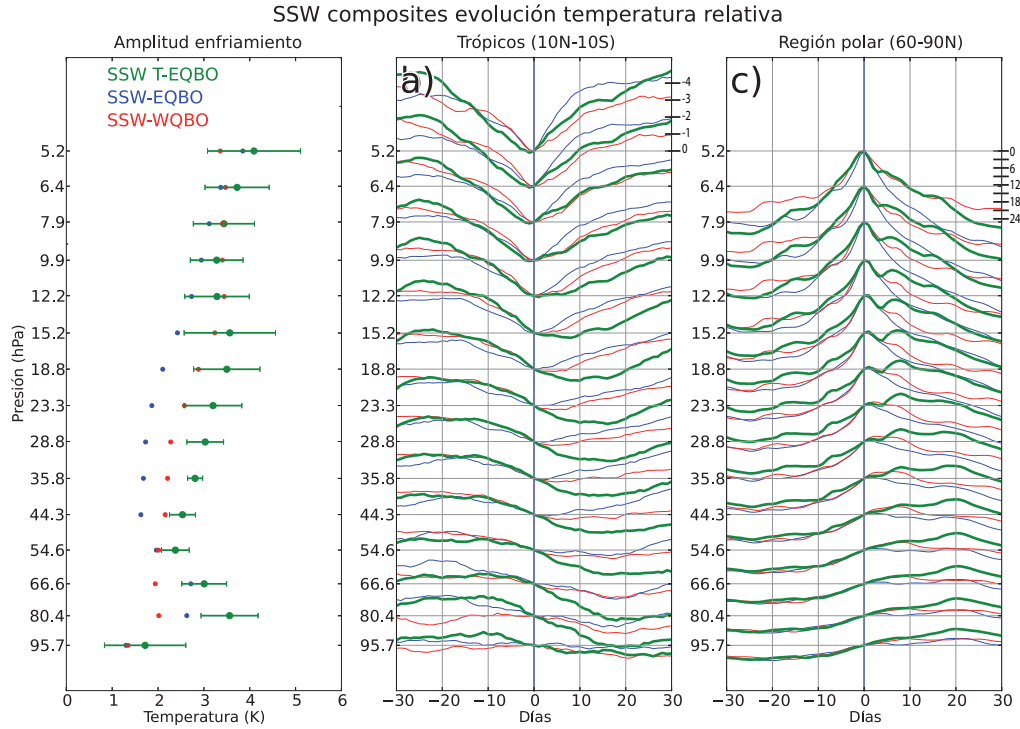


Figura 4.18: Igual que la Figura 4.11 pero incluyendo los casos en fase de la QBO de Transición al este (T-EQBO).

4.4. Modelo conceptual

Los resultados de este capítulo permiten elaborar un modelo conceptual para explicar la propagación de la señal de los SSWs. Los primeros días del SSW, aparece un enfriamiento en toda la estratosfera media entre 50°S y 50°N , que desciende en pocos días hasta la baja estratosfera. No obstante, aunque en la región tropical la respuesta de los SSWs es bastante simétrica, aparecen asimetrías en latitudes subtropicales. El análisis de la propagación de la señal tropical de SSWs indica que el enfriamiento del SSW en la estratosfera media tropical está acoplado a la evolución de la temperatura de la región polar, mientras que la señal en la baja estratosfera está parcialmente desconectada de los cambios polares. Estos resultados sugieren que los cambios tropicales asociados a la SSWs en la media estratosfera están fuertemente controlados por la circulación meri-

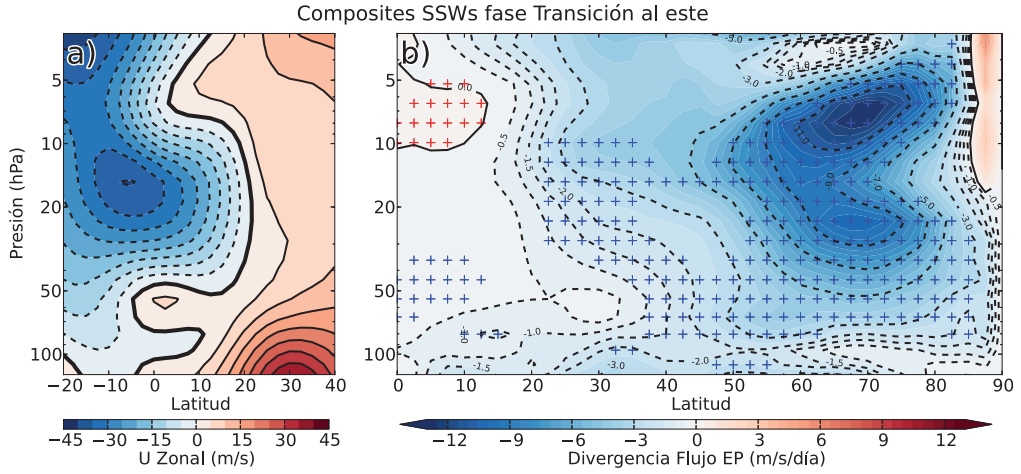


Figura 4.19: a) Igual que la Figura 4.12 pero para los SSWs en fase de la QBO transición al este. b) Igual que la Figura 4.14 pero para los SSWs en fase de la QBO de transición al este.

diana, y el efecto del SSW sobre ésta. El mayor enfriamiento asociado con los SSWs en los trópicos aparece en la alta estratosfera, y se debilita a medida que se propaga hacia abajo. No obstante, los resultados indican claramente diferencias en la señal del SSW dependiendo de la fases de la QBO. Así, mientras el enfriamiento se debilita hacia alturas menores durante SSW-EQBO, la señal del SSW se mantiene constante en la alta estratosfera (por encima de 10 hPa) en los SSW-WQBO. Por el contrario, en la baja estratosfera, el enfriamiento se intensifica para los SSW-EQBO, lo que no se observa durante los SSW-WQBO. La reintensificación de la señal del SSW en estos niveles durante SSW-EQBO no puede explicarse por un comportamiento análogo de la señal polar del SSW. De hecho, el análisis del viento de fondo en los subtrópicos en relación con la fase de la QBO revela que las diferencias en la señal del SSW entre las fases EQBO y WQBO pueden explicarse por una modulación de la QBO en las regiones de la disipación de ondas. Dicha modulación tiene lugar a través de los cambios de la posición de la línea de viento cero en las diferentes fases de la QBO.

Por lo tanto, en este trabajo se han encontrado dos mecanismos diferentes que explican la respuesta tropical de los SSWs. La Figura 4.20 muestra un esquema de dichos mecanismos. Los SSWs se originan en parte por un incremento en la actividad de ondas en latitudes medias (flecha gris), que puede aumentar la disipación de las mismas en latitudes altas induciendo un aumento de la circulación meridiana media (líneas verdes), con

mayor ascenso de aire en trópicos y descenso en las latitudes polares del hemisferio norte. El ascenso genera un enfriamiento tropical que ocurre casi simultáneamente al calentamiento de la región polar, y decrece en intensidad a medida que se propaga hacia abajo, lo que explica las altas correlaciones encontradas en la evolución de las temperaturas en las regiones polar y tropical en la estratosfera media. El segundo mecanismo que actúa para explicar la señal tropical de los SSWs está relacionado con las ondas procedentes de la troposfera y que se propagan hacia el ecuador. Como las ondas de Rossby no se propagan donde los vientos son del este, su disipación está modulada por la posición de las líneas de viento cero, que a su vez depende del perfil vertical de viento de la QBO. Durante WQBO (color rojo), esta barrera de propagación se sitúa sobre los 30 hPa en los subtrópicos, lo que aumenta la disipación de ondas en esa región. La transferencia de momento al flujo básico se traduce en una circulación con ascensos en la alta estratosfera tropical, y por tanto en un enfriamiento adiabático. Este enfriamiento adicional permite que la señal del SSW en la alta estratosfera tropical (por encima de 30 hPa) no se atenúe con la altura en WQBO. Para los SSW-EQBO (color azul), la mayor divergencia de flujo de Eliassen-Palm en los subtrópicos aparece por debajo de 30 hPa, de acuerdo con la posición de la línea de viento cero durante la fase este de la QBO, y en consecuencia hay un aumento del enfriamiento en la baja estratosfera tropical que no se observa durante SSW-WQBO. Estos resultados han sido confirmados analizando otras fases de la QBO no consideradas como puras este u oeste, como es el caso de los SSWs que ocurrieron durante T-EQBO que muestran contribuciones importantes al enfriamiento en la estratosfera tropical debidas a la disipación de ondas en regiones moduladas por la posición del viento cero.

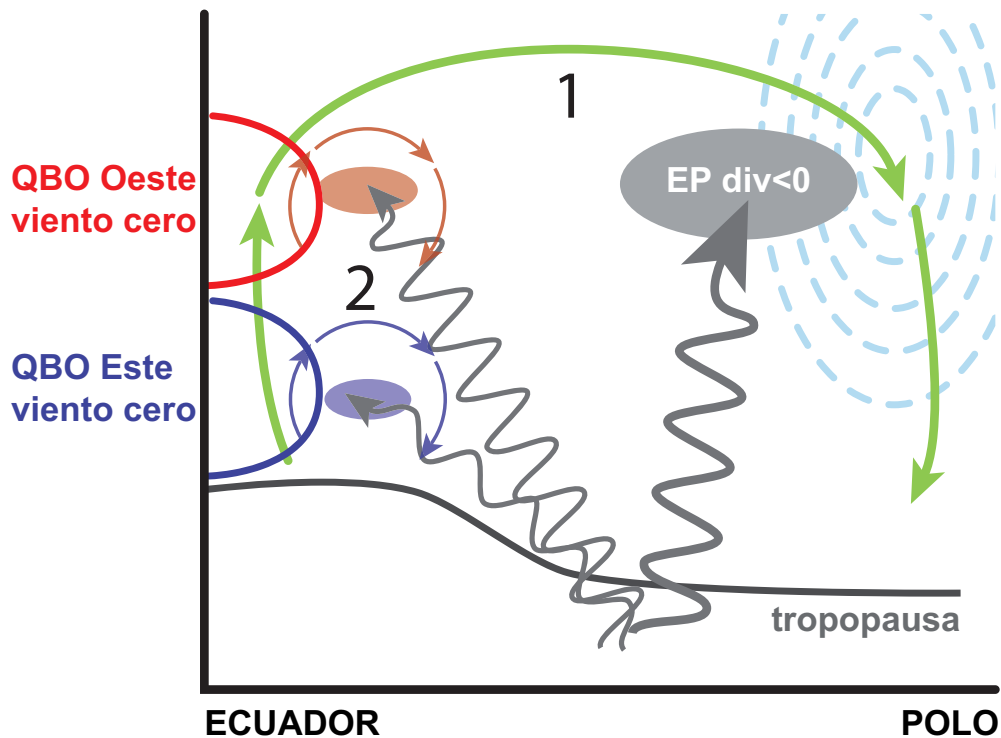


Figura 4.20: Esquema de los mecanismos del enfriamiento tropical asociado con la ocurrencia de un SSW. La región tropical se ve afectada mediante: 1) el aumento de la circulación residual meridiana media asociada con la ruptura del vórtice polar; 2) la disipación de ondas en la región subtropical que depende de la posición de la línea de viento cero que se modifica por la fase de la QBO.

Capítulo 5

Caracterización de los SSWs en modelos climáticos

Estudios recientes indican la necesidad de una estratosfera bien resuelta en los modelos climáticos para mejorar el acoplamiento estratosfera-troposfera y el impacto que procesos puramente estratosféricos pueden tener en la troposfera. La falta de variabilidad estratosférica en los modelos con la cima del modelo por debajo de la estratopausa (denominados comúnmente *low-top*) pueda afectar al acoplamiento estratosfera-troposfera, resultando en anomalías del Modo Anular del Norte de menor duración, que no reproducen los impactos troposféricos de larga duración tal y como se encuentran en las observaciones ([Charlton-Perez et al., 2013](#)).

En este capítulo, se evalúan dos versiones de un modelo de NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) con diferente resolución vertical y cima de la atmósfera. Se estudian y comparan las características y señales asociadas a los SSWs en versiones de dos modelos con océano acoplado que forman parte del proyecto CMIP5 (ver Sección 1.2.3): el CESM1 (WACCM4) (*Community Earth System Model1 (Whole Atmosphere Community Climate Model)*), un modelo *high-top* con su cima muy por encima de la estratopausa, en concreto en $5,1 \times 10^{-6}$ hPa, y con 66 niveles en la vertical; y el CCSM4-WSET (*Community Climate System Model - WACCM set*), un modelo *low-top* con la cima en 3.54 hPa y 26 niveles en la vertical. Como se introdujo en la Sección 2.1.3, el modelo CCSM4-WSET se basa en el modelo CCSM4 pero incluye la componente de forzamiento turbulento por orografía (TMS) y la misma resolución horizontal que CESM1 (WACCM4). Esta versión alterada del modelo *low-top* CCSM4 reproduce mejor la ocurrencia de SSWs, y

permite establecer una comparación directa con el modelo CESM1 (WACCM4) que ya incorpora dicha parametrización. De esta forma las diferencias entre CESM1(WACCM4) y CCSM-WSET pueden atribuirse principalmente a procesos puramente estratosféricos que resulten del diferente grado de reproducción de la estratosfera (resolución vertical y nivel más alto del modelo). Se han analizado tres simulaciones para cada modelo (con condiciones iniciales ligeramente diferentes) para extraer una señal robusta frente a la variabilidad. Las simulaciones abarcan el pasado reciente (1960-2005), lo que permite una comparación directa con los reanálisis de ERA-40 y NCEP/NCAR.

Tal y como se muestra a continuación, el modelo CESM1 (WACCM4) (que aquí se denominará también como WACCM por brevedad) reproduce los rasgos principales de los SSWs en la región polar de acuerdo con las observaciones y por ello, se utilizará para analizar la propagación de la señal de los SSWs en la estratosfera tropical en el conjunto de las tres simulaciones (un total de 135 años), y se compararán con los resultados obtenidos con los 34 años de reanálisis de ERA-Interim.

5.1. Occurencia de SSWs en los modelos

El primer rasgo a la hora de evaluar la capacidad de los modelos para reproducir las características de los SSWs, es comprobar si obtienen una frecuencia de ocurrencia similar a las observaciones. En este caso se compara con los valores de los distintos reanálisis (NCEP/NCAR, ERA-40 y ERA-Interim). Es importante recalcar que los periodos de análisis no son exactamente los mismos en los distintos tipos de datos; para las simulaciones de WACCM y de CCSM4-WSET, el periodo es de 45 años (1960-2005), mientras que cada reanálisis abarca un periodo distinto: NCEP/NCAR 55 años (1957-2011), ERA-40 45 años (1958-2002), y ERA-Interim 34 años (1979-2012). Estas diferencias podrían constituir una posible fuente adicional de discrepancias entre modelos y reanálisis dada la variabilidad multidecadal asociada a los SSWs. Sin embargo, en la mayoría de reanálisis el periodo de análisis es suficientemente largo como para filtrar gran parte de la misma, por lo que las diferencias entre los modelos y los reanálisis pueden atribuirse en primera instancia a deficiencias en los modelos. Por el contrario, las diferencias entre distintos reanálisis podrían estar más influenciadas por los diferentes periodos de análisis. Como notó *de la Torre et al. (2012)*, la frecuencia de SSWs depende del periodo analizado en el reanálisis y, así por ejemplo, entre 1960 y 1989 la ocurrencia se reduce a 4.7 década^{-1} en el reanálisis de NCEP/NCAR. Por tanto, es posible que la discrepancia de valores se deba a la variabilidad natural.

Simulación	Frecuencia
WACMM 002	0.53(0.10)
WACMM 003	0.36(0.12)
WACCM 004	0.53(0.11)
WACCM (135 años)	0.47(0.06)
CCSM4-WSET 004	0.38(0.10)
CCSM4-WSET 005	0.35(0.12)
CCSM4-WSET 006	0.22(0.12)
CCSM4-WSET (135 años)	0.32(0.07)
NCEP/NCAR (1957-2011)	0.64(0.07)
ERA-40 (1958-2002)	0.64(0.08)
ERA-Interim (1979-2012)	0.71(0.08)

Tabla 5.1: Frecuencia de ocurrencia de SSWs por año (número de eventos entre número de años). Entre paréntesis se muestra el error estándar calculado como en el Anexo A de *Charlton et al. (2007)*.

Las frecuencias de ocurrencia de SSWs en las distintas bases de datos (modelos y reanálisis) aparecen en la Tabla 5.1. El rango de frecuencias obtenido para los reanálisis varía desde los 6.4 eventos por década en NCEP/NCAR (periodo más largo de 1957 a 2011), a 7.1 casos por década en ERA-Interim pero sólo para los últimos 34 años (1979-2012). La frecuencia de SSWs para WACCM varía entre 3.6 y 5.3 eventos por década, con un promedio de 4.7 década⁻¹. Este valor es menor que la frecuencia de SSWs en cualquiera de los reanálisis. El modelo CCSM4-WSET muestra frecuencias de ocurrencia en el rango de 2.2 a 3.8 SSWs/década. Estos valores son inferiores a los obtenidos para el modelo WACCM, y tal como se ha explicado, las diferencias pueden atribuirse a la inclusión de una estratosfera mejor resuelta.

La frecuencia de SSWs en CCSM4-WSET (3.2 eventos/década, Tabla 5.1) es mayor a la encontrada por *Marsh et al. (2013)* para esas mismas simulaciones (1.6 eventos/década). Dicha discrepancia se debe a que *Marsh et al. (2013)* aplicaron el algoritmo de identificación de SSWs en el nivel de 14 hPa (el nivel del modelo más próximo a 10 hPa). Por el contrario, en este estudio, siguiendo el método de identificación de SSWs aplicado en toda la tesis, se ha usado el nivel de 10 hPa (interpolando linealmente entre los niveles de 7.39 y 13.97 hPa). Este nivel proporciona un valor más adecuado para la comparación con los resultados del reanálisis y un mayor acuerdo con los mismos. El cambio del nivel de detección de SSWs duplica el número de eventos al considerar 10 en vez de 14 hPa en las simulaciones de CCSM4-WSET, aunque el efecto no es tan grande para las simu-

Nivel de presión (hPa)	8.69	10.71	13.26	16.35
WACCM 002	26	24	23	21
WACCM 003	19	17	17	12
WACCM 004	28	24	23	18
Nivel de presión (hPa)	7.39	10	13.97	
CCSM4-WSET 004	28	21	13	
CCSM4-WSET 005	22	19	10	
CCSM4-WSET 006	19	12	6	
Nivel de presión (hPa)	7.9	9.9	12.2	15.2
ERA-Interim	30	24	22	19

Tabla 5.2: Número de eventos identificados con el algoritmo de CP07 para distintos niveles de presión.

laciones de WACCM. Es decir, aplicando el algoritmo de SSWs en niveles inferiores a 10 hPa tanto en WACCM como en el reanálisis de ERA-Interim, el número de SSWs no se reduce de manera tan severa como en el caso de CCSM4-WSET (Tabla 5.2). Con los datos de ERA-Interim, se obtiene una reducción del 21 % en el número de casos identificados de 9.9 a 15.2 hPa, en cambio para CCSM4-WSET la frecuencia de SSWs desciende un 44 % de 10 a 14 hPa (de 55 a 29 SSWs para el conjunto de las 3 simulaciones). Al repetir de nuevo estas medidas para WACCM, en este caso para los niveles sin interpolar desde 10.71 hasta 16.35 hPa, la reducción en el número de eventos es del 21 %, cifra muy similar a la de ERA-Interim. Por tanto, la gran disminución del número de SSWs de un nivel a otro parece tratarse de una peculiaridad del modelo CCSM4-WSET. Dado que la inversión del viento y la ruptura del vórtice tienden a ocurrir en los niveles más altos de la estratosfera, este resultado sugiere que CCSM4-WSET no reproduce bien la propagación de esta ruptura en niveles estratosféricos inferiores a 10 hPa.

A continuación se analiza la distribución intraestacional de SSWs. La Figura 5.1 muestra la frecuencia mensual para todos los conjuntos de datos. Para las frecuencias de las simulaciones concatenadas se muestra una estimación de la varibilidad obtenida a partir de un test de Monte Carlo. Este test se lleva a cabo construyendo un conjunto de 1000 miembros de inviernos a partir de las salidas de los modelos. Cada miembro del conjunto consiste en 45 años que se eligen aleatoriamente y sin reemplazamiento de todos los años disponibles para las tres simulaciones de cada modelo. Los reanálisis de ERA-40 y NCEP/NCAR tienen una distribución similar a lo largo del invierno, con mayor número de episodios en enero y febrero. En cambio ERA-Interim, con un periodo

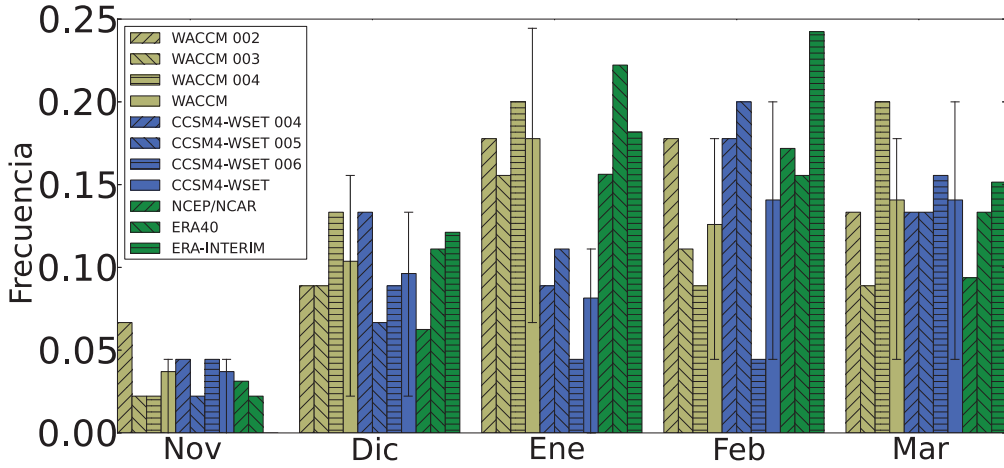


Figura 5.1: Frecuencia mensual de SSWs. Número de eventos de cada mes dividido por el número de inviernos. Los límites del 2.5 % por arriba y por abajo de la distribución de Montecarlo se superimponen con las barras sobre las frecuencias de cada mes.

desde 1979 hasta 2012, exhibe frecuencias altas también en estos meses, aunque mayores en febrero (en parte debido a la ocurrencia de más episodios en febrero tras 1979 (ver Capítulo 3)). Como se ha indicado, la frecuencia anual de ocurrencia de SSWs está infraestimada en gran medida en las simulaciones de CCSM4-WSET, aunque si se analiza cada mes por separado, dicho error es superior en enero con valores por debajo de los obtenidos en el resto del invierno, al contrario que la mayor frecuencia mensual que se observa en los reanálisis. Por su parte, el modelo WACCM, con frecuencias de ocurrencia anual mayores que CCSM4-WSET, presentan mayor discrepancia (sólo una simulación tiene valores similares) con los reanálisis en el número de eventos en febrero. En promedio WACCM muestra el mayor número de SSWs hacia mediados y finales del invierno (1.3-1.8 eventos/década entre enero y marzo), y un mínimo al inicio del invierno (0.4 y 1.0 eventos/década en noviembre y diciembre respectivamente). La menor frecuencia de SSWs en diciembre relativa a la de enero en WACCM está de acuerdo con las observaciones, y supone una mejora sobre las simulaciones de WACCM3.5 con SSTs observadas prescritas como condiciones de contorno de *de la Torre et al. (2012)*.

Resumiendo las diferencias entre ambos modelos, se concluye que el modelo WACCM simula mejor la frecuencia de SSWs, con valores más próximos a los obtenidos con los reanálisis, aunque su estacionalidad no refleja el máximos de frecuencia que se observa en

febrero. En cambio, el modelo CCSM4-WSET simula un número de SSWs mucho menor que el obtenido para los periodos analizados de reanálisis, y falla especialmente a la hora de reproducir la frecuencia de ocurrencia en enero.

5.2. Parámetros de CP07

Como se indicó en la Sección 2.2.3, *Charlton y Polvani (2007)* (CP07) definieron una serie de parámetros para caracterizar los SSWs a partir de datos de reanálisis para comparar las características de los SSWs con modelos climáticos, y así poder establecer la capacidad de éstos para reproducir los diferentes rasgos de los SSWs. De modo similar a las comparaciones entre modelos y reanálisis realizados por *Charlton et al. (2007)* y *de la Torre et al. (2012)*, las Figuras 5.2, 5.3, 5.4 y 5.5 muestran las distribuciones de estos parámetros para los eventos de SSWs de las diferentes simulaciones y de los reanálisis. Además, se representan estos parámetros considerando las 3 simulaciones de 55 años cada una como una única de 135 años. Los recuadros en color muestran el rango de distribución intercuartil para cada parámetro. Las barras asociadas a cada recuadro delimitan el rango de la distribución que no se ha considerado como un valor extremo. Los extremos, marcados por cruces rojas, se definen como cualquier valor que esté por encima o por debajo de 1.5 veces el rango intercuartil desde el final de cada recuadro. El valor medio se marca por una cruz, y la mediana de la distribución por una línea horizontal.

Los valores medios de los parámetros obtenidos de cada simulación se comparan con los del reanálisis de ERA-40 mediante un *t-test* estándar de dos muestras con varianzas distintas. A continuación, se describen cada uno de estos parámetros y los resultados obtenidos de las simulaciones en comparación con los modelos.

Amplitud térmica del SSW en la atmósfera media (ΔT_{10})

El primer parámetro caracteriza la intensidad del SSW y se define como la anomalía de la temperatura de la región polar (el promedio se ha calculado ponderando por el área entre 50°-90°N) en 10 hPa para ± 5 días desde la fecha central del SSW (ΔT_{10}). En los Capítulos 3 y 4 se plantearon dudas en torno a este parámetro por dos motivos: 1) el salto en la climatología en 1979 en los reanálisis debido a la incorporación de satélites; y 2) la cautela a tener en cuenta cuando se emplean medidas basadas en anomalías (por ejemplo, la influencia de la QBO discutida en el Capítulo 4). No obstante, para ser consistente con los distintos estudios publicados de comparación de modelos, se utilizará este

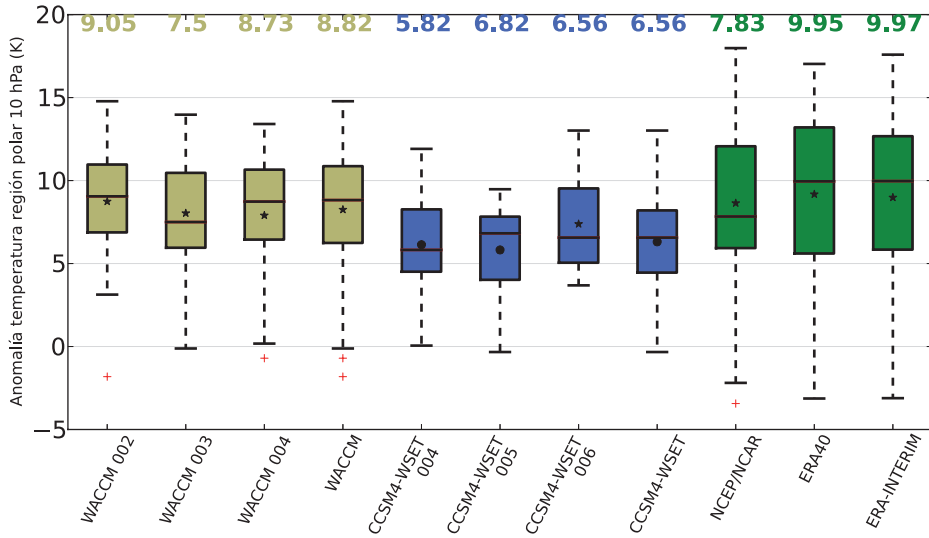


Figura 5.2: Las cajas muestran el rango de distribución intercuartil para la distribución de cada uno de ΔT_{10} . Las barras asociadas a cada recuadro denotan el mínimo y máximo valor en la distribución que no se han considerado como extremos. Los extremos se definen como cualquier valor que esté por encima o por abajo de 1.5 veces el rango del intercuartil desde el final de cada caja. El valor medio se marca por una cruz, y la mediana de la distribución por una línea horizontal. Cuando la diferencia de medias es significativa al nivel de confianza del 95 % respecto al valor del reanálisis de ERA-40, ésta se indica por un círculo. Los números arriba indican los valores de las medianas.

parámetro sin aplicar ninguna de las modificaciones sugeridas entonces. La Figura 5.2 muestra que el valor medio de la intensidad del SSW es 8.25 K para el conjunto de simulaciones WACCM. Este valor se encuentra ligeramente por debajo de los obtenidos para los reanálisis (en torno a 9 K), aunque bastante más próximo al de éstos que el proporcionado por el conjunto de las tres simulaciones CCSM4-WSET (6.31 K) que es significativamente diferente del reanálisis de ERA-40. Es importante hacer notar que las medianas para los reanálisis del centro europeo están por encima de todas las medianas de las simulaciones, e incluso del reanálisis de NCEP/NCAR. También es interesante destacar que para los reanálisis, el rango intercuartil y el de los extremos es bastante superior que en el caso de las simulaciones lo que sugiere una menor variabilidad caso a caso en las simulaciones.

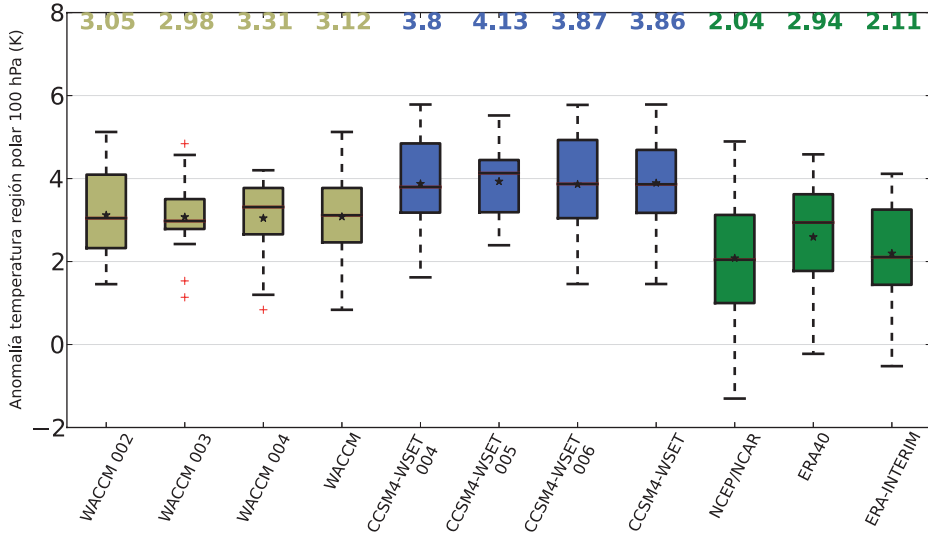


Figura 5.3: Análoga a la Figura 5.2 para ΔT_{100} .

Amplitud térmica del SSW en la baja estratosfera (ΔT_{100})

El segundo parámetro es la anomalía de temperatura en 100 hPa en la región polar (ponderada por el área entre 50° y 90°N), para ± 5 días desde la fecha central (ΔT_{100}). Esta cantidad proporciona una medida de la intensidad de la propagación descendente de las anomalías de temperatura asociadas al SSW desde la estratosfera media y alta hacia la baja estratosfera. La Figura 5.3 muestra que el máximo valor medio de ΔT_{100} para los reanálisis es de sólo 2.59 K, mientras que en todas las simulaciones de ambos modelos estos valores están sobrestimados. Los valores para WACCM rondan los 3.08 K y los de CCSM4-WSET los 3.89 K. Al igual que ocurre con ΔT_{10} , el rango intercuartil es mucho mayor para los reanálisis que para las simulaciones, y WACCM proporciona una estimación más realista de este parámetro que CCSM4.

Desaceleración del vórtice polar (ΔU_{10})

El tercer parámetro se calcula como la diferencia en el promedio zonal del viento zonal en 60°N y 10 hPa, entre 15-5 días antes del día central menos 0-5 días tras esta fecha (ΔU_{10}). La distribución de este parámetro se muestra en la Figura 5.4. La desaceleración del viento es algo menor en ambos modelos que en los reanálisis, siendo CCSM4-WSET

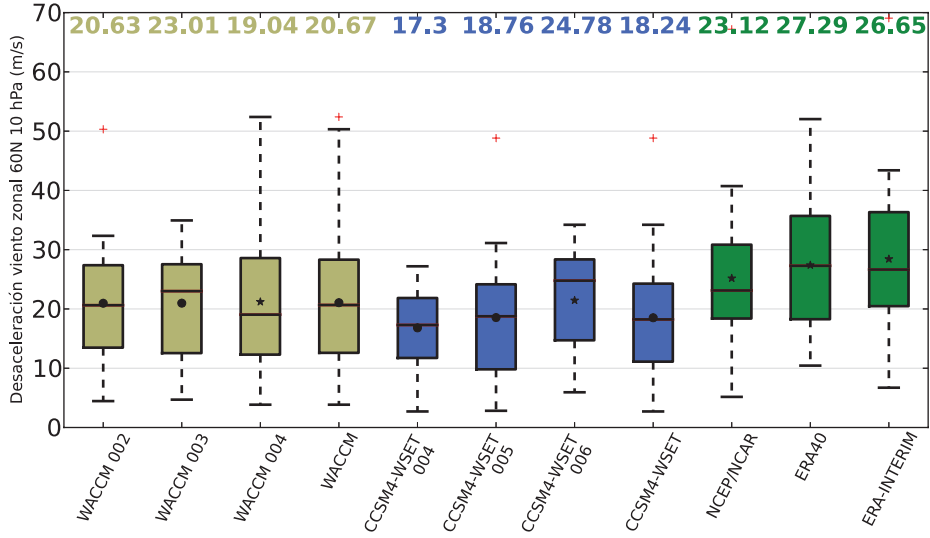


Figura 5.4: Análoga a la Figura 5.2 para ΔU_{10} .

el modelo que presenta menores valores medios. Las diferencias entre WACCM y el reanálisis de ERA-40 son estadísticamente significativas, si bien no son mucho mayores que las propias diferencias entre los reanálisis, por ejemplo entre ERA40 y NCEP/NCAR. La variabilidad interna en los modelos es alta, tal y como se deduce al comparar el rango intercuartil de la simulación WACCM 004 con las simulaciones WACCM 002 y 003.

Anomalía del flujo de calor *eddy* ($\Delta \overline{v'T'}_{100}$)

El cuarto parámetro se define como el promedio zonal de la anomalía de flujo de calor meridiano ($\overline{v'T'}$) en 100 hPa en la región 45°-75°N ponderada por el área, en el periodo 20-0 días antes de la fecha central del SSW. La variable $\Delta \overline{v'T'}_{100}$ da una indicación de la actividad de ondas que penetra en la región extratropical de la baja estratosfera en las fases previas al SSW dado que el flujo de calor es proporcional a la componente vertical del flujo de Eliassen-Palm que representa la propagación vertical de las ondas. Estos valores se muestran en la Figura 5.5. Los valores medios de WACCM se aproximan bastante bien a los obtenidos con los reanálisis, si bien WACCM exhibe un rango intercuartil mayor. En cambio, los valores medios de CCSM4-WSET son significativamente menores que en los reanálisis. Hay un mayor rango de valores de actividad entrante de ondas capaz de

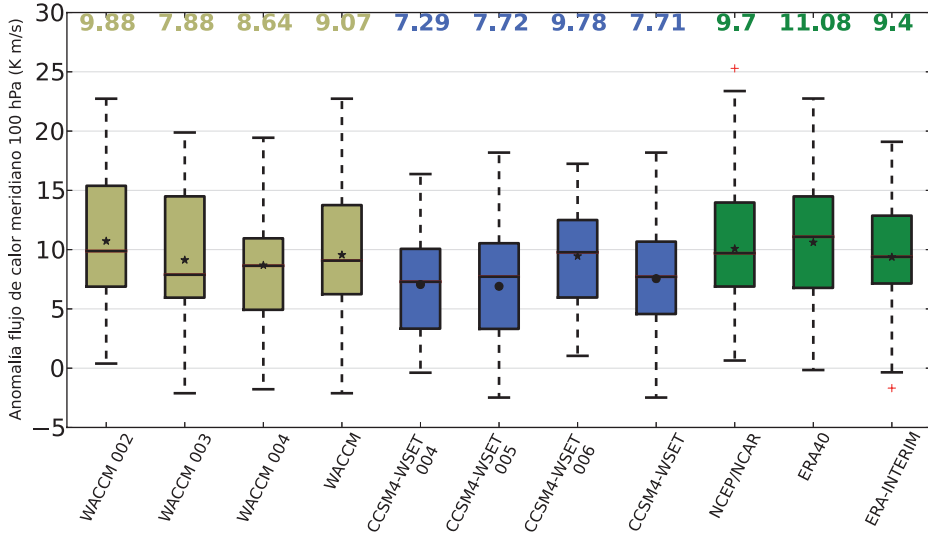


Figura 5.5: Análoga la Figura 5.2 para $\overline{\Delta v'T'}_{100}$

invertir el vórtice en el modelo WACCM si bien el efecto (la intensidad del SSW) es menos variable en este modelo. Se observa también un alto grado de variabilidad interna tanto en el modelo WACCM (comparar los rangos intercuartiles de WACCM 004 y WACCM 003) como en reanálisis (ERA40 frente a NCEP/NCAR) lo que permite concluir que WACCM reproduce razonablemente las observaciones.

En general WACCM obtiene mejores valores que CCSM4-WSET para todos los diagnósticos utilizados en la caracterización de los SSWs, aunque con calentamientos ligeramente mayores en la baja estratosfera y menor desaceleración del viento que en los reanálisis. Por otro lado, las simulaciones de CCSM4-WSET tienden a infraestimar estos parámetros, excepto la anomalía de temperatura en la baja estratosfera que este modelo sobrestima con respecto a los reanálisis.

La Tabla 5.3 muestra un resumen de los valores medios y su desviación estándar de estos parámetros de caracterización de SSWs. La variabilidad entre las distintas simulaciones dentro de un mismo modelo es mayor para el modelo CCSM4-WSET que para el modelo WACCM. Por su parte, los reanálisis exhiben menor variabilidad entre sí que los distintos miembros de un mismo modelo, incluso correspondiendo éstos a diferentes periodos temporales. Esto podría interpretarse como un error de los modelos o como una limitación en el rango de valores observados de los SSWs debido a que el periodo de

Simulación	ΔT_{10} (K)	ΔT_{100} (K)	ΔU_{10} (m/s)	$\Delta \overline{v'T'}_{100}$ (K m/s)
WACCM 002	8.74(0.77)	3.12(0.23)	20.96(2.08)	10.72(1.13)
WACCM 003	8.03(0.89)	3.07(0.24)	20.98(2.38)	9.13(1.49)
WACCM 004	7.9(0.82)	3.05(0.2)	21.2(2.47)	8.68(1.0)
WACCM (135 años)	8.25(0.47)	3.08(0.12)	21.06(1.32)	9.56(0.67)
CCSM4-WSET 004	6.14(0.64)	3.87(0.24)	16.81(1.52)	7.05(1.08)
CCSM4-WSET 005	5.82(0.65)	3.93(0.19)	18.55(2.54)	6.91(1.27)
CCSM4-WSET 006	7.38(0.9)	3.86(0.38)	21.45(2.66)	9.45(1.31)
CCSM4-WSET (135 años)	6.31(0.4)	3.89(0.14)	18.52(1.26)	7.55(0.7)
NCEP/NCAR (1957-2011)	8.64(0.82)	2.08(0.24)	25.18(2.04)	10.08(0.99)
ERA-40 (1957-2002)	9.18(0.98)	2.59(0.26)	27.4(2.09)	10.61(1.11)
ERA-Interim (1979-2012)	8.98(1.19)	2.2(0.27)	28.43(2.75)	9.37(1.08)

Tabla 5.3: Parámetros medios de caracterización de los SSWs: ΔT_{10} , ΔT_{100} , ΔU_{10} y $\Delta \overline{v'T'}_{100}$ (más información en el texto). El valor entre paréntesis indica el valor de la desviación estándar.

datos es relativamente corto, es decir, que el registro observacional no sea suficiente para cubrir toda la variabilidad interna.

5.3. Evolución polar

Siguiendo la metodología que se empleó para comparar los distintos métodos de identificación de SSWs en la Sección 2.2.2, a continuación se analiza la evolución de las anomalías de temperatura en la región polar en 10 hPa, así como la desaceleración del vórtice polar en 60°N y 10 hPa tanto para los modelos como para los reanálisis entre los días -75 y +75 alrededor de la fecha central de ocurrencia de los SSWs (Figura 5.6). Comparando primero las simulaciones de los dos modelos (Fig. 5.6a), se observa que los mayores valores de viento zonal del este son ligeramente inferiores en las simulaciones CCSM4-WSET que en WACCM, sin embargo, la variación de \overline{u} desde el estado no perturbado al inicio del SSW es mayor para CCSM4-WSET (líneas azules). Después del día 0, las tres simulaciones de WACCM tardan más (en torno a 1 semana) en recuperar valores del viento zonal positivos que las simulaciones de CCSM4-WSET (en torno a 4 días) como puede verse en la Tabla 5.4. La recuperación de los vientos a valores por encima de 10 m/s es mas rápida en CCSM4-WSET. En cuanto al comportamiento en los reanálisis (Fig. 5.6b), la deceleración del vórtice es mayor y más rápida en éstos que en WACCM, y la recuperación es más lenta. En cuanto a la evolución de la temperatura del vórtice polar (Fig. 5.6c), los eventos en WACCM experimentan un calentamiento

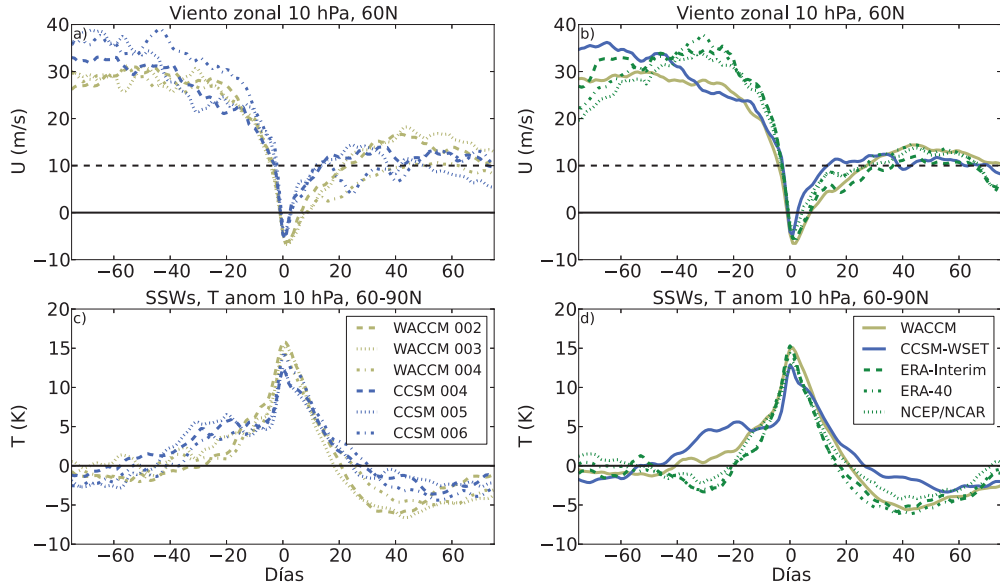


Figura 5.6: Composites de la evolución temporal de los SSWs para cada simulación de: a) promedio zonal del viento zonal en 10 hPa y 59.68°N , c) anomalías de temperatura en 10 hPa en la región polar ($60-90^\circ\text{N}$). b) y d) igual que a) y c) pero para los composites de los reanálisis y el conjunto de las simulaciones de los modelos WACCM y CCSM4-WSET respectivamente.

mayor y más rápido (de acuerdo con la Fig. 5.2) junto con un enfriamiento posterior más rápido e intenso en comparación con CCSM4-WSET. Si se compara el conjunto de las tres simulaciones para cada modelo con los reanálisis (Fig. 5.6d), se observa que las evoluciones de ERA-40 y ERA-Interim comparten un gran parecido, con calentamientos algo más rápidos que en WACCM aunque con valores máximos similares a los de este modelo, mientras que NCEP/NCAR muestra un valor de enfriamiento post-SSW menor que WACCM y los reanálisis de ERA-40. En cambio, CCSM4-WSET muestra el menor calentamiento y el menor enfriamiento posterior. Los valores máximos de enfriamiento post-SSW son ligeramente superiores en estos reanálisis respecto a los modelos, aunque con una evolución muy parecida a la reproducida por WACCM.

A continuación se analiza la propagación descendente de la señal en temperatura en la región polar para las simulaciones y los reanálisis, a partir de la evolución temporal de las anomalías de temperatura en diferentes niveles de presión para la región de $60-90^\circ\text{N}$

Simulación	Duración < 0 m/s	Duración < 10 m/s
WACCM 002	6.33	43.33
WACCM 003	8.19	36.25
WACCM 004	6.83	65.46
CCSM4-WSET 004	3.9	26.71
CCSM4-WSET 005	3.79	45.16
CCSM4-WSET 006	5.75	51.25
NCEP/NCAR (1957-2011)	6.24	47.0
ERA-40 (1958-2002)	6.55	53.31
ERA-Interim (1979-2012)	7.91	64.09

Tabla 5.4: Duración media de los SSWs para cada simulación y reanálisis. La duración se define como el número de días con promedio zonal del viento zonal en 60° N igual o inferior a 0 m/s, e igual o inferior a 10 m/s después de la fecha central del SSW.

(ponderada por el coseno de su latitud) en la Figura 5.7. Las principales diferencias entre los composites de anomalías de temperatura para ambos modelos consisten en una señal de SSW más débil para CCSM4-WSET, que parece no reproducir completamente el enfriamiento en la estratosfera media tras estos episodios, encontrándose la máxima anomalía de temperatura en niveles entre 10 y 30 hPa, por debajo del máximo observado en WACCM o en el reanálisis (entre 5 y 15 hPa). Además WACCM simula un enfriamiento posterior al SSW mucho más pronunciado que CCSM4-WSET que se propaga desde la alta estratosfera hacia la baja estratosfera. En general, WACCM reproduce mejor la propagación de la señal polar del SSW observada en los reanálisis. En ERA-Interim, el máximo calentamiento del SSW se encuentra entre 5 y 15 hPa, muy próximo al encontrado en WACCM, y el enfriamiento posterior a las fechas centrales también se parece al reproducido por este modelo. La magnitud de las anomalías de temperatura simuladas por WACCM es también similar a la de los reanálisis, mientras que CCSM4-WSET tiende a infraestimar la intensidad de la señal del SSW (ver también Figura 5.2). A pesar del buen comportamiento de WACCM en la reproducción de la propagación de la señal del SSW, existen también diferencias entre los modelos y el reanálisis. Así, en ambos modelos las anomalías en la baja estratosfera perduran más tiempo que en los reanálisis. Estas discrepancias se traducen en diferencias en la intensidad del SSW en la baja estratosfera, tal y como se indicaron en la sección anterior, donde las simulaciones de ambos modelos mostraban valores mayores del parámetro ΔT_{100} que todos los reanálisis.

En resumen, el estudio comparativo realizado en esta sección entre los modelos CESM1 (WACCM4) (*high-top*), CCSM4-WSET (*low-top*) y los reanálisis, ha demos-

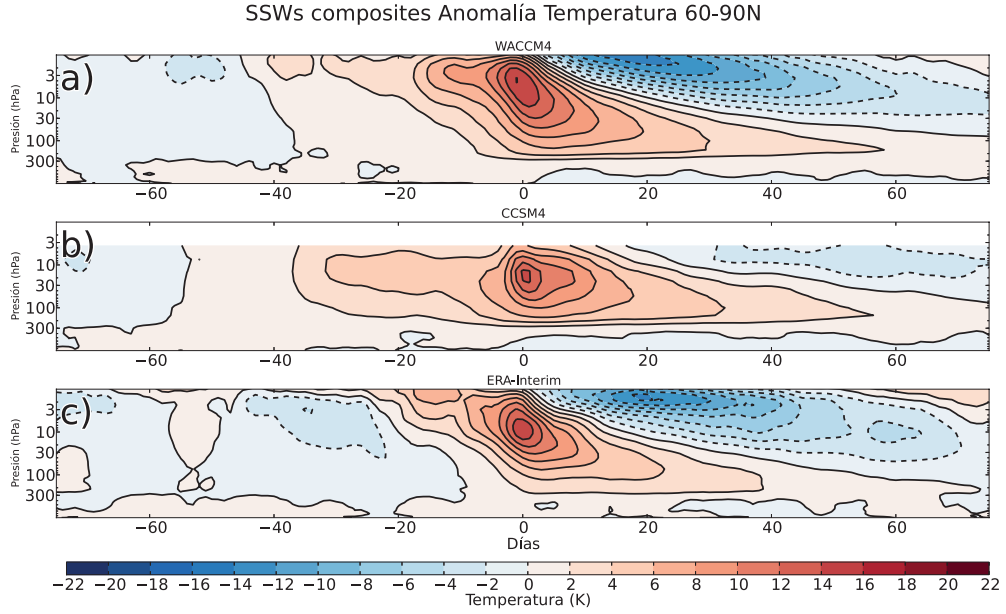


Figura 5.7: Composites de anomalías de la temperatura en la región polar ($60-90^{\circ}\text{N}$) para el periodo entre los días -75 a +75 desde las fechas centrales de los SSWs.

trado que WACCM reproduce adecuadamente muchos de los aspectos de caracterización de los SSWs en la región polar, y por tanto podría emplearse para analizar la señal tropical de los SSWs, y contrastar los resultados del Capítulo 4. Este análisis se desarrolla a continuación.

5.4. Señal tropical de los SSWs en CESM1 (WACCM4)

En esta sección se analizará la respuesta tropical asociada a los SSWs usando exclusivamente el modelo WACCM por dos razones: 1) en la sección anterior se ha mostrado que este modelo reproduce mejor las características de los SSWs que el modelo CCSM4-WSET; 2) el menor número de niveles en la vertical del modelo CCSM-WSET dificulta el estudio de los cambios tropicales asociados a SSWs y descritos en el Capítulo 4. La comparación modelo-reanálisis permite, por un lado, evaluar la capacidad del modelo para reproducir los resultados encontrados en el reanálisis, y por otro, confirmar los mecanismos que operan en la propagación de la señal y la modulación de la QBO.

Simulación	SSWs (CP07)	SSWs	WQBO	EQBO	T-WQBO	T-EQBO
WACCM 002	24	22	7	9	3	3
WACCM 003	16	16	5	7	2	1
WACCM 004	24	21	8	8	1	4
TOTAL	54	49	20	24	6	8

Tabla 5.5: Número de SSWs identificados mediante el algoritmo de CP07. SSWs empleados tras descartar aquellos sin un calentamiento claro (segunda columna). SSWs durante cada fase de la QBO indicada: WQBO fase oeste, EQBO fase este, T-WQBO fase transición al oeste, y T-EQBO fase transición al este.

5.4.1. Selección de eventos

En esta sección se han identificado las fechas centrales de los SSWs en cada una de las simulaciones de WACCM aplicando el algoritmo de [Charlton y Polvani \(2007\)](#). Para el estudio de la señal tropical de SSWs y tal como se llevó a cabo en el Capítulo 4, las fechas centrales de los SSWs identificados en WACCM se han modificado para buscar el mayor valor de la anomalía de temperatura en la región polar durante el ciclo de vida del SSW. Siguiendo los criterios descritos en la Sección 4.1, se realizó un análisis subjetivo de la evolución temporal de estos eventos, y se descartaron aquellos que no presentaban un máximo claro de temperatura. La Tabla 5.5 muestra el número total de SSWs identificados inicialmente en WACCM con el algoritmo de CP07, el número de eventos empleados (no descartados), así como el total para cada fase de la QBO. La clasificación de los SSWs en función de su fase de la QBO se realizó atendiendo a los perfiles verticales del viento zonal en el ecuador para el periodo ± 30 días respecto de la fecha central del SSW (Figura 5.8). Se ha clasificado la ocurrencia de los SSWs en WACCM en cuatro fases de la QBO diferentes: a) oeste, b) este, c) transición al este, y d) transición al oeste. Se analizarán únicamente los SSWs de las fases de la QBO este u oeste debido a su mayor número de casos. Además, el tamaño muestral de los grupos de transición en los reanálisis es insuficiente para establecer una comparación robusta con el modelo. Así, se han utilizado un total de 20 y 24 SSWs para las fases oeste y este de la QBO respectivamente.

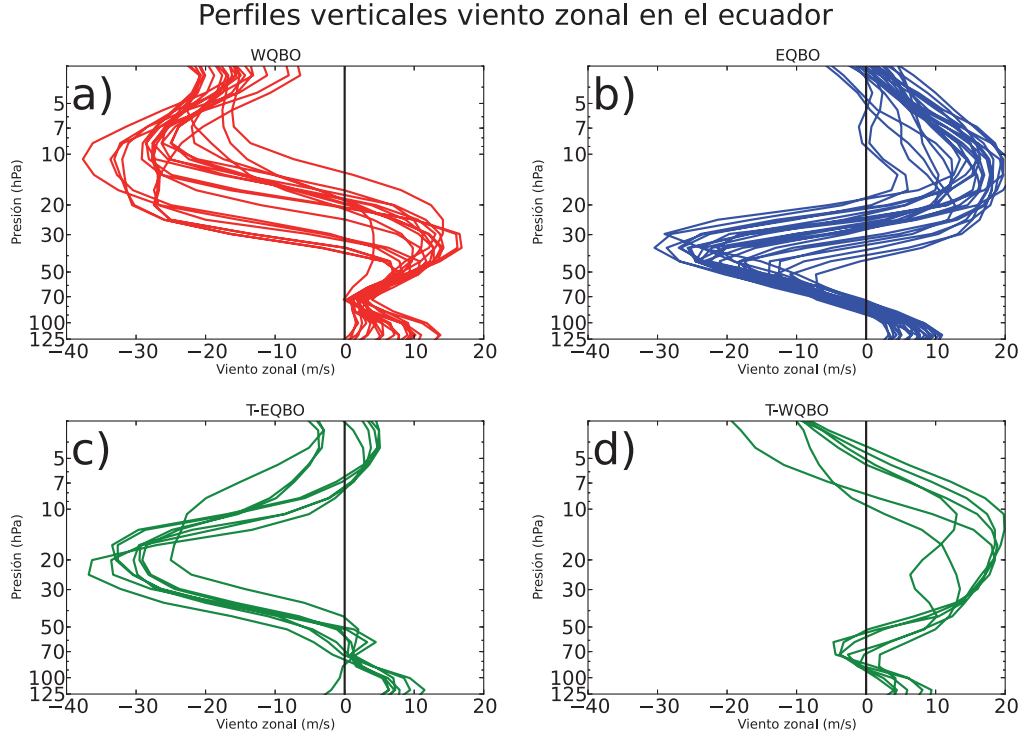


Figura 5.8: Perfiles verticales del promedio zonal del viento zonal en el ecuador para el periodo de ± 30 días desde la fecha central del SSW. Para fases de la QBO: a) oeste puras, b) este puras, c) transición al este, y d) transición al oeste.

5.4.2. Composites

En primer lugar, tal como se hizo para los datos de reanálisis, se ha calculado la sección tiempo-altura de los composites de anomalías de temperatura zonal en la región tropical (10°S - 10°N).

Las anomalías se han calculado con respecto a una climatología diaria estándar, esto es, a partir de todos los años disponibles de cada simulación. La Figura 5.9a muestra la propagación descendente del enfriamiento tropical asociado a los SSWs. El mayor enfriamiento se observa alrededor de la fecha central del SSW (día 0). Dicho enfriamiento desciende hasta la baja estratosfera, debilitándose entre 20 y 40 hPa, y aumentando su intensidad en torno al día +10 entre 50 y 70 hPa. Una discontinuidad aparente en la

propagación de la señal similar (enfriamiento más débil entre 20 y 40 hPa que por encima de 20 y por debajo de 40 hPa) se observa también para el reanálisis (Fig. 4.3). Para explicar dicho comportamiento se han calculado los composites para los SSWs ocurridos durante WQBO (SSW-WQBO) y EQBO (SSW-EQBO), y se han representado en las Figuras 5.9b y 5.9c respectivamente. La misma estructura de capas de anomalías positivas y negativas obtenidas con datos de reanálisis (Figura 4.3), se obtiene aquí para WACCM (Figura 5.9). Es decir, el comportamiento de los composites de SSWs en WACCM también muestra grandes diferencias en la región tropical debidas a las fases opuestas de la QBO. Estos resultados confirman la dificultad para aislar la señal de los SSWs, tal y como se encontró en el reanálisis. Por ello, la misma metodología aplicada al reanálisis se ha utilizado para estudiar el comportamiento de la señal en WACCM. Sin embargo, el modelo proporciona además una herramienta alternativa para confirmar la contaminación de la señal del SSW por la QBO, y ésta es la posibilidad de llevar a cabo simulaciones en las que se eliminan determinados forzamientos. En este caso, se han analizado los resultados de una simulación de la versión atmosférica de CCSM1(WACCM4), denominada WACCM3.5, realizada sin QBO. Una descripción más detallada de esta simulación se encuentra en la Sección 2.1.3. En lugar de una QBO, esta simulación muestra vientos zonales del este muy débiles en la región de la estratosfera ecuatorial. WACCM 3.5 reproduce razonablemente bien la dinámica asociada a los SSWs en la región polar (*de la Torre et al., 2012*), y ambos modelos en sus diferentes versiones acopladas y no acopladas al océano capturan de manera similar la respuesta tropical al ENSO (*Natalia Calvo, comunicación personal*). Por tanto, se espera que las diferencias en la señal tropical del SSW entre las simulaciones con y sin QBO sean debidas a este forzamiento. Como puede verse en la Figura 5.10, las simulaciones sin QBO indican una propagación continua del enfriamiento tropical asociado a los SSWs, siendo más fuerte en los niveles más altos y debilitándose a medida que la señal desciende. Este comportamiento es diferente al encontrado en las simulaciones con QBO. Por último, cabe recalcar que el calentamiento post-SSW es significativo en la estratosfera media, lo que recuerda el enfriamiento extratropical de los composites de *Limpasuvan et al. (2004)* en el periodo de recuperación del vórtice (Fig. 1.7).

La comparación de las simulaciones con y sin QBO confirma que algunos de los rasgos de la propagación de la señal tropical del SSW están contaminados por la QBO, corroborando las ideas planteadas en el Capítulo 4, y por tanto resaltando la necesidad de aislar la señal de los SSWs de aquella generada por la QBO. Por ello, en el resto de

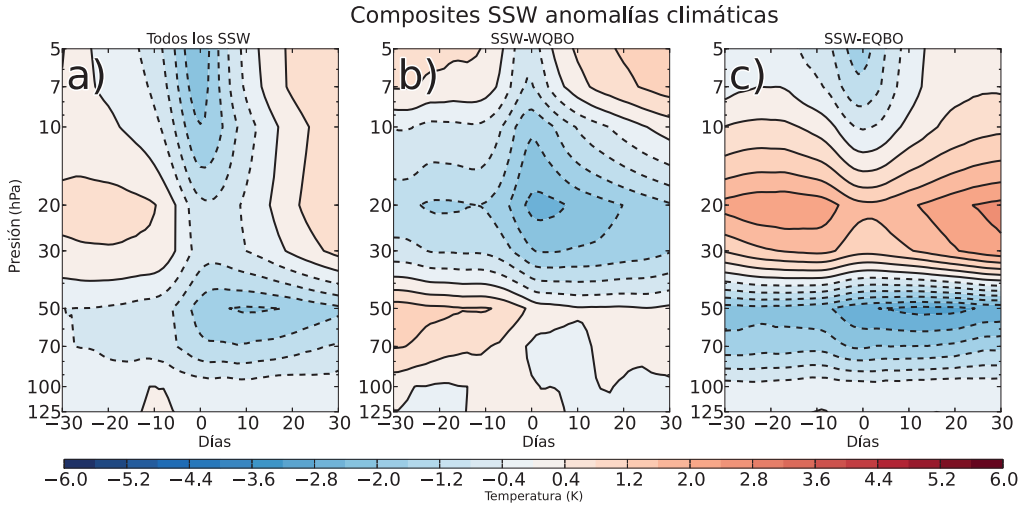


Figura 5.9: Sección presión-tiempo de los composites de anomalías de temperatura (respecto a una climatología diaria) para el periodo ± 30 días respecto a la fecha central del SSW en la región tropical (10°N - 10°S). a) todos los SSWs, b) SSWs-WQBO y c) SSW-EQBO. Datos de WACCM.

este capítulo se discuten los resultados obtenidos al aplicar la metodología desarrollada en el Capítulo 4 a las simulaciones de WACCM4.

En el capítulo anterior se introdujo una nueva magnitud para caracterizar la intensidad de la señal de los SSWs, que mejora la correlación trópicos-extratrópicos con respecto al parámetro ΔT_{10} definido por CP07. Esta magnitud se definió como la diferencia entre las anomalías de temperatura del día central del SSW y de 10 días antes, capturando por tanto el periodo de máximo calentamiento del SSW. La Figura 5.11a muestra la relación del parámetro ΔT_{10} definido por CP07 entre la región polar y la región tropical para cada SSW identificado en las simulaciones de WACCM (las fechas centrales son ahora las definidas respecto al máximo de temperatura y la región polar se ha tomado como 60°N - 90°N). En este caso la correlación de este parámetro entre los trópicos y la región polar es de 0.46. En cambio la correlación de *Spearman* tiene un valor de 0.82 (ambas significativas al 99%), cuando se usa el nuevo parámetro de variación de temperatura. Por tanto, se confirman con el modelo los resultados previos basados en reanálisis, lo que corrobora la bondad del nuevo parámetro para caracterizar la magnitud del calentamiento y enfriamiento asociados al SSW en la región polar y tropical, respectivamente. A partir de dicho parámetro es posible cuantificar el grado de conexión entre trópicos y

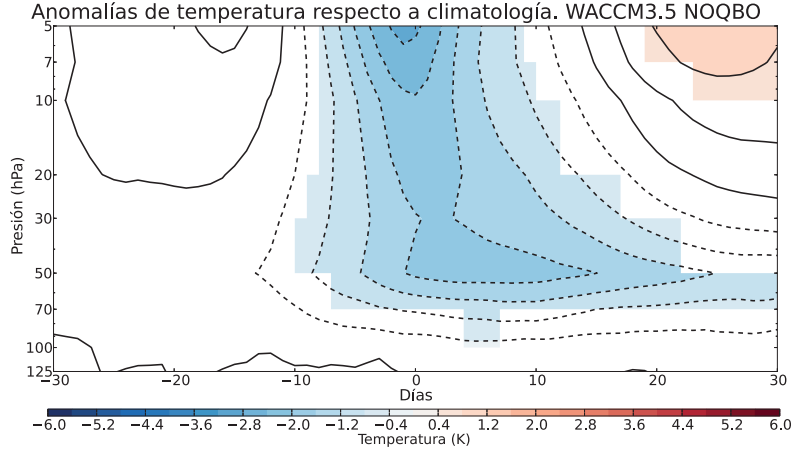


Figura 5.10: Composites de anomalías de temperatura para los SSWs usando una simulación de WACCM3.5.48 sin QBO. Los contornos en color indican la significatividad estadística al nivel de confianza del 95 % con un test de Montecarlo con 5000 iteraciones.

latitudes altas en los reanálisis y el modelo, sirviendo por tanto como una herramienta de diagnóstico para la evaluación de modelos.

Siguiendo el razonamiento desarrollado en el Capítulo 4, se han calculado los composites de los cambios de temperatura relativos al día central (día 0) para los SSWs. Los resultados se muestran en la Figura 5.12b y 5.12c para la región tropical y polar respectivamente. La metodología es la misma que la explicada en la Sección 4.3: las líneas de evolución muestran para cada día la diferencia de las anomalías de temperatura respecto al día central del SSW, y las anomalías se han definido con respecto a una climatología diaria, aunque, al igual que en los reanálisis, los resultados son similares si se evita el uso de anomalías. En general, la propagación de la señal del SSW en el modelo es muy parecida a la encontrada en el reanálisis, el mayor enfriamiento de la región tropical se observa en la alta estratosfera, y éste se debilita y tiende a ocurrir más tarde a medida que la señal se propaga hacia la baja estratosfera. Los composites para la región tropical (Fig. 5.12b) muestran en los niveles más altos, que la estratosfera parece recuperarse del enfriamiento más lentamente durante los SSW-EQBO, es decir, que el enfriamiento es más persistente en esos casos que en SSW-WQBO, al contrario de lo que ocurría para datos de reanálisis (Figura 4.11b). Esta situación se invierte por debajo del nivel de

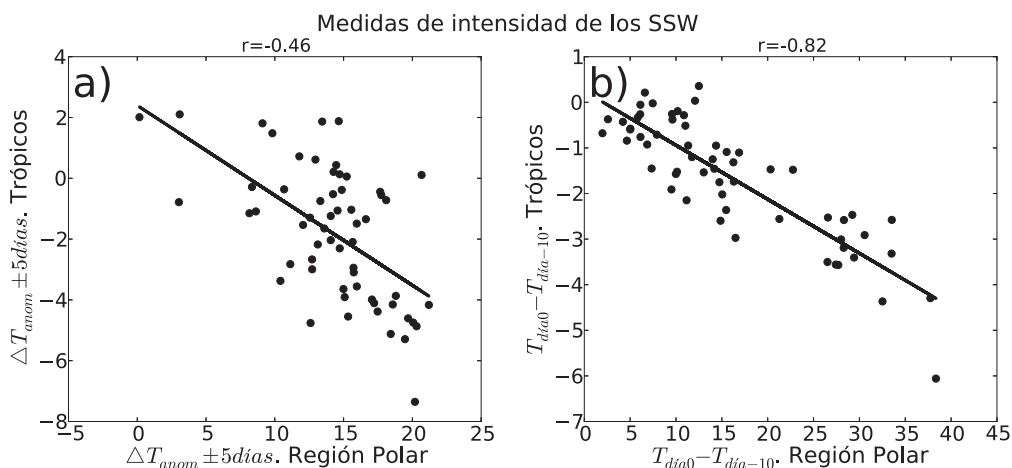


Figura 5.11: a) gráfica de dispersión del parámetro de intensidad de SSW de *Charlton y Polvani (2007)* (anomalía de temperatura en 10 hPa promediado para ± 5 días desde la fecha central del SSW) para la región polar ($60^\circ\text{-}90^\circ\text{N}$) vs tropical ($10^\circ\text{N-}10^\circ\text{S}$). Los números indican el evento en la Tabla 4.1. b) análogo a a) pero definiendo la intensidad del SSW como la diferencia de anomalías de temperatura en 10 hPa entre el día 0 menos el día -10. Datos de WACCM.

24.5 hPa, y hasta 51.7 hPa, la evolución de las anomalías de temperatura indica que el enfriamiento perdura más en el tiempo para los SSW-WQBO de manera análoga a la encontrada en el reanálisis. La señal en la baja estratosfera se desvanece entre 61.5 y 72.9 hPa para los SSW-EQBO, mientras que para SSW-WQBO tiene impacto en niveles más bajos y desaparece entre 72.9 y 85.7 hPa. Tal y como se observó en los datos de reanálisis, la señal de enfriamiento del SSW en el modelo es prácticamente imperceptible en niveles próximos e inferiores a 100 hPa. Por otro lado, la evolución de la temperatura en la región polar asociada a la ocurrencia de SSWs (Figura 5.12c) muestra un comportamiento similar a lo largo de toda la estratosfera desde los niveles más altos hacia niveles inferiores. Los SSW-WQBO exhiben un mayor calentamiento inicial en la etapa pre-SSW, sin embargo ambas fases muestran una evolución post-SSW de enfriamiento similar.

El análisis de la amplitud del enfriamiento tropical asociada a los SSWs (Figura 5.12a), definida en el capítulo anterior como la diferencia entre la temperatura máxima del periodo comprendido entre el día -20 y el día 0, y la temperatura mínima del día 0 al día +20, revela un comportamiento del modelo similar al obtenido a partir de los

datos de reanálisis (Figura 4.11a). El enfriamiento para SSW-EQBO se debilita desde los niveles más altos hasta 35.9 hPa. Desde este nivel hasta 61.5 hPa, el enfriamiento aumenta y alcanza valores mayores que los obtenidos en 5.5 hPa (2.5 K en 5.5 hPa y 2.8 K en 61.5 hPa). Por debajo de 61.5 hPa, la amplitud disminuye bruscamente, indicando la desaparición de la señal. La evolución es distinta para SSW-WQBO: por encima de 13 hPa la amplitud del enfriamiento apenas decrece; la señal se debilita desde el nivel de 13 hPa hasta 30 hPa, se mantiene aproximadamente constante hasta 50 hPa, y después aumenta ligeramente de 50 a 60 hPa, para después decaer y casi desaparecer en 85 hPa. Se trata por tanto de un comportamiento similar al observado en reanálisis aunque con alguna diferencia. En este caso las dos evoluciones de SSWs muestran un aumento del enfriamiento en la baja estratosfera, aunque mucho más acusado para los SSW-EQBO, mientras que en el reanálisis este comportamiento sólo se observa en los SSW-EQBO. Por otro lado, la señal del SSW en el modelo penetra hasta niveles más bajos durante SSW-WQBO, ya que el valor de la amplitud de enfriamiento en SSW-WQBO desaparece en 85.2 hPa y no en 72.9 hPa como en SSW-EQBO. Esta diferencia no se observa en reanálisis, donde ambos grupos de SSWs veían extinguidas su señal en los mismos niveles. El análisis de la significatividad estadística para los cambios de amplitud del enfriamiento entre un nivel y el siguiente inferior (marcados con líneas amarillas), muestra que los gradientes verticales de esta magnitud entre 8.6 y 13.3 hPa, y entre 35.9 y 51.7 hPa son significativamente diferentes entre ambas fases de la QBO, de forma similar a los cambios significativos obtenidos para reanálisis. No obstante, se observan dos diferencias con respecto al reanálisis, por un lado, el aumento de magnitud del enfriamiento por parte de los SSW-WQBO entre 51.7 y 61.7 hPa es muy parecido al ocurrido durante SSW-EQBO, y por tanto no es significativamente diferente; y por otro lado, la desaparición de la señal por debajo de 60 hPa es diferente en cada fase de la QBO, ocurriendo en niveles superiores para SSW-EQBO.

5.4.3. Discusión

Para analizar las diferencias en la evolución del enfriamiento tropical asociado a los SSWs para las fases puras de la QBO a partir de simulaciones climáticas, se ha analizado la divergencia de flujo de Eliassen-Palm (EP) de manera similar al capítulo anterior.

La Figura 5.13 muestra la distinta configuración vertical de los vientos zonales en latitudes tropicales y subtropicales para las fases puras de la QBO. Se observa que la línea de viento cero (cambio de vientos del oeste a vientos del este), se localiza en posiciones

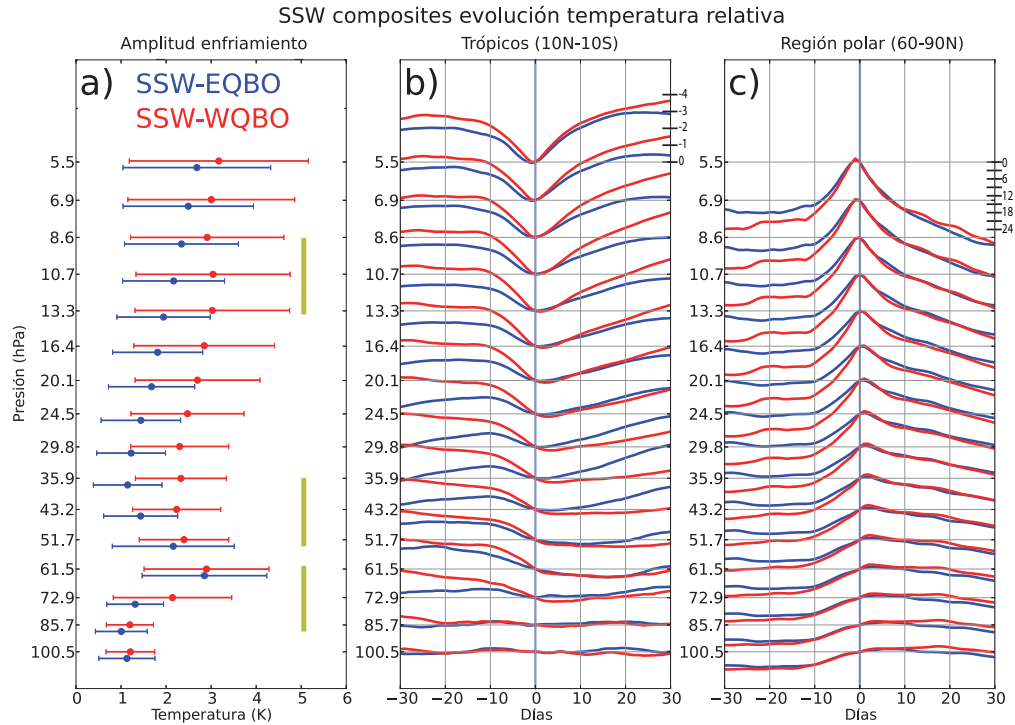


Figura 5.12: a) Amplitud del enfriamiento tropical asociado a SSWs definido como la diferencia de temperatura entre su valor máximo, en el periodo día 0 y día-20, y su valor mínimo entre el día 0 y el día +20. Los puntos indican el valor medio de la amplitud del enfriamiento y las barras de error ± 1 desviaciones estándar. Los puntos amarillos indican cambios significativamente diferentes al nivel de confianza del 90 % de un nivel de presión a su nivel inferior. b) Composites de los SSWs para la evolución temporal de las variaciones de temperatura tropical respecto al día 0. c) Igual que b) pero para la región polar (60°-90°N). Los colores indican la fase de la QBO, azul para la Este y rojo para la Oeste. Las líneas grises horizontales marcan el valor del día 0 para cada nivel de presión. Datos de las 3 simulaciones de WACCM.

distintas para cada fase de la QBO. Por encima de 30 hPa, el cambio de vientos del oeste a vientos del este se produce en torno a 23°N para la fase WQBO, mientras que por debajo de este nivel el cambio se produce en latitudes del hemisferio sur. Por el contrario, durante SSW-EQBO por encima de 20 hPa los vientos del oeste se extienden a la región tropical, y por debajo de este nivel y hasta unos 90 hPa sólo alcanzan los 20°N . Para comprobar el mecanismo propuesto en la Figura 4.20 y analizar si la posición de la línea de viento cero juega un papel importante en la evolución del enfriamiento tropical asociado a los SSWs, es necesario considerar la evolución de la divergencia de flujo de EP durante el ciclo de vida del SSW. La Figura 5.14 muestra esta evolución en dos regiones distintas, 15° - 30°N (a y c) y 55° - 65°N (b y d). La región extratropical exhibe un comportamiento similar en ambas fases de la QBO, con valores grandes de convergencia de flujo EP (negativos) por encima de 20 hPa pocos días antes de la ocurrencia del SSW, lo que refleja la disipación de ondas y el consiguiente debilitamiento del viento zonal. Además, dicha región muestra valores positivos de la divergencia del flujo EP a continuación, en la fase de recuperación del vórtice. En cambio, en la evolución subtropical del flujo EP se observan diferencias entre SSW-WQBO y SSW-EQBO. Por un lado, por encima de 20 hPa, los valores máximos de convergencia de flujo aparecen entre los días -10 a 0, siendo mayores para el caso SSW-WQBO. Por otro lado, entre 20 y 50 hPa aparecen valores mayores para el caso SSW-EQBO en los 10 días previos a la fecha central del SSW. Se identifican por tanto dos regiones subtropicales, una por encima y otra por debajo de 20 hPa con un comportamiento diferenciado entre las fases EQBO y WQBO durante los 10 días previos al SSW.

Dado que el periodo de los 10 días anteriores a la fecha central del SSW muestra las mayores diferencias respecto a la fase de la QBO en lo que a la interacción ondas-flujo de fondo se refiere, se realizan composites latitud-presión de la divergencia del flujo de EP para el promedio de este periodo en la Figura 5.15. La significatividad estadística se ha evaluado con un test de Monte Carlo a partir de 5000 composites eligiendo la misma fecha (mes y día) que los SSWs pero seleccionando años aleatorios dentro de los periodos con una fase de la QBO determinada. Por tanto, las cruces identifican las regiones donde la divergencia de flujo EP es significativamente diferente respecto de una climatología con la misma fase de la QBO. En este caso, la región con una señal estadísticamente significativa es mucho mayor que la encontrada con los datos de reanálisis (comparar Fig. 5.15 con Fig. 4.14). Esto puede deberse tanto al mayor número de casos en el composite del modelo como de años donde seleccionar los composites aleatorios (las tres simulaciones concatenadas suman 135 años mientras que en ERA-Interim sólo se dispone de 34 años).

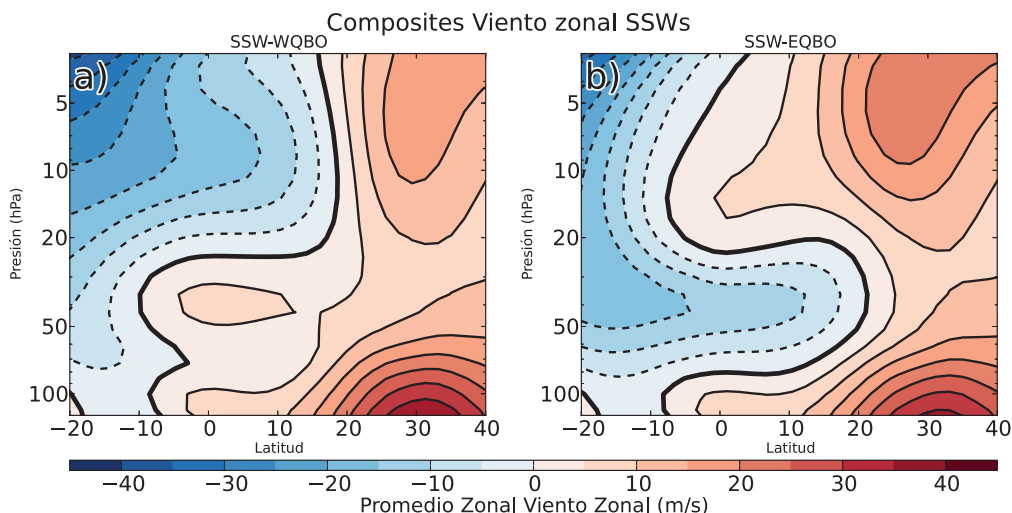


Figura 5.13: Composites del promedio zonal del viento zonal durante los ± 30 días desde la fecha central de los SSWs para las fases de la QBO: oeste (a) y este (b). La línea gruesa identifica la posición del viento cero. Datos de WACCM.

Así, se han identificado varias regiones subtropicales donde la significatividad difiere entre ambas fases de la QBO. Por un lado, en la estratosfera media (10-20 hPa), los SSW-WQBO muestran valores significativos de la divergencia de EP que se extienden entre aproximadamente 10 y 20°N, mientras que entre 20 y 50 hPa son los SSW-EQBO los que exhiben valores de divergencia de flujo EP significativos en la región subtropical. Estas dos regiones identifican las respectivas zonas donde se produce un aumento significativo de disipación de ondas durante el SSW con respecto a la climatología propia de la QBO, y coinciden con las posiciones de las líneas de viento cero de las fases WQBO y EQBO respectivamente. También coinciden con los cambios significativos de la amplitud del enfriamiento de la Figura 5.12a (líneas amarillas).

En líneas generales, las regiones de la estratosfera subtropical que presentan un comportamiento diferenciado entre SSW-WQBO y SSW-EQBO, y los mecanismos subyacentes coinciden con los observados en las Figuras 4.11 y 4.14 para ERA-Interim. Cabe destacar ciertas diferencias que aparecen en el modelo con respecto al reanálisis, como el hecho de que la señal modelizada sea significativa en la región subtropical por encima de 10 hPa para ambas fases de la QBO, y en la región ecuatorial en torno a 50-70 hPa para SSW-WQBO. La primera señal, a pesar de ser significativa respecto a su fase de

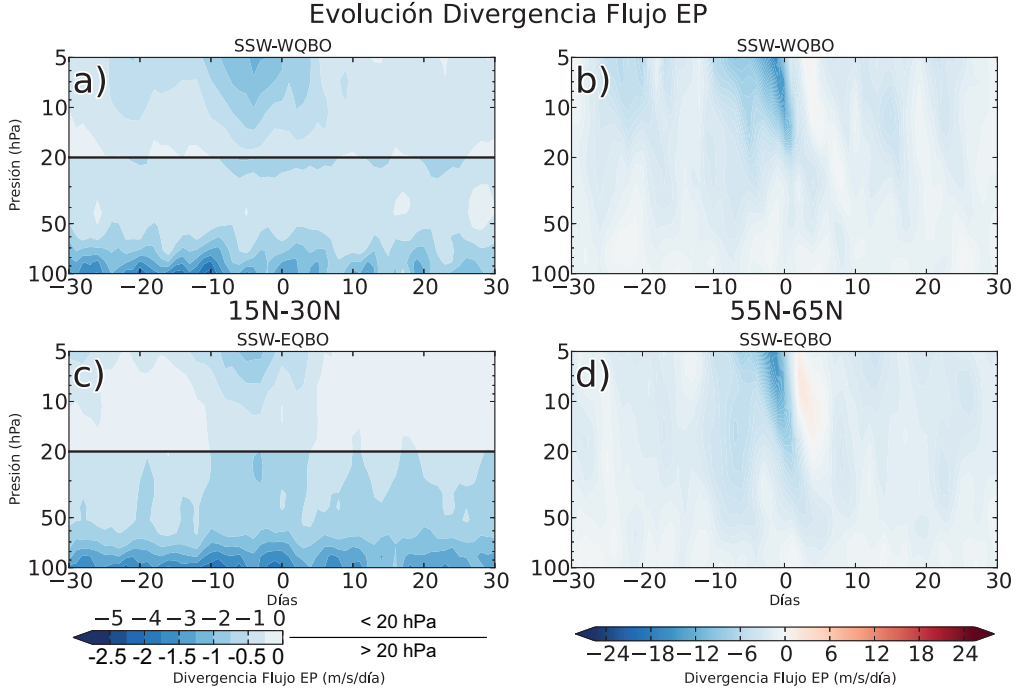


Figura 5.14: Distribución vertical de la evolución temporal de la divergencia de flujo de Eliassen-Palm durante el ciclo de vida de SSW para las regiones de 55°-65°N (Columna derecha) y de 15°-30°N (Columna izquierda). Los paneles superiores (a), b)) e inferiores (c), d)) muestran los composites para los SSWs que ocurren durante WQBO y EQBO respectivamente. En las gráficas a) y c) se usan dos escalas diferentes por encima y por debajo de 20 hPa. Datos de WACCM.

la QBO, exhibe valores menores durante SSW-EQBO en comparación con SSW-WQBO entre 5 y 10 hPa, lo que está de acuerdo con el reanálisis. La segunda, puede explicar el enfriamiento extra entre 50 y 60 hPa observado durante SSW-WQBO en el modelo y que difiere del comportamiento en reanálisis. Se necesitaría un mayor registro de datos de reanálisis para confirmar si estas diferencias señaladas por el modelo tienen lugar en las observaciones, o si por el contrario, reflejan deficiencias del modelo. En cualquier caso, el análisis del modelo sugiere que podrían existir diferencias adicionales en la evolución del enfriamiento asociado a los SSWs entre EQBO y WQBO a aquellas descritas en el Capítulo 4.

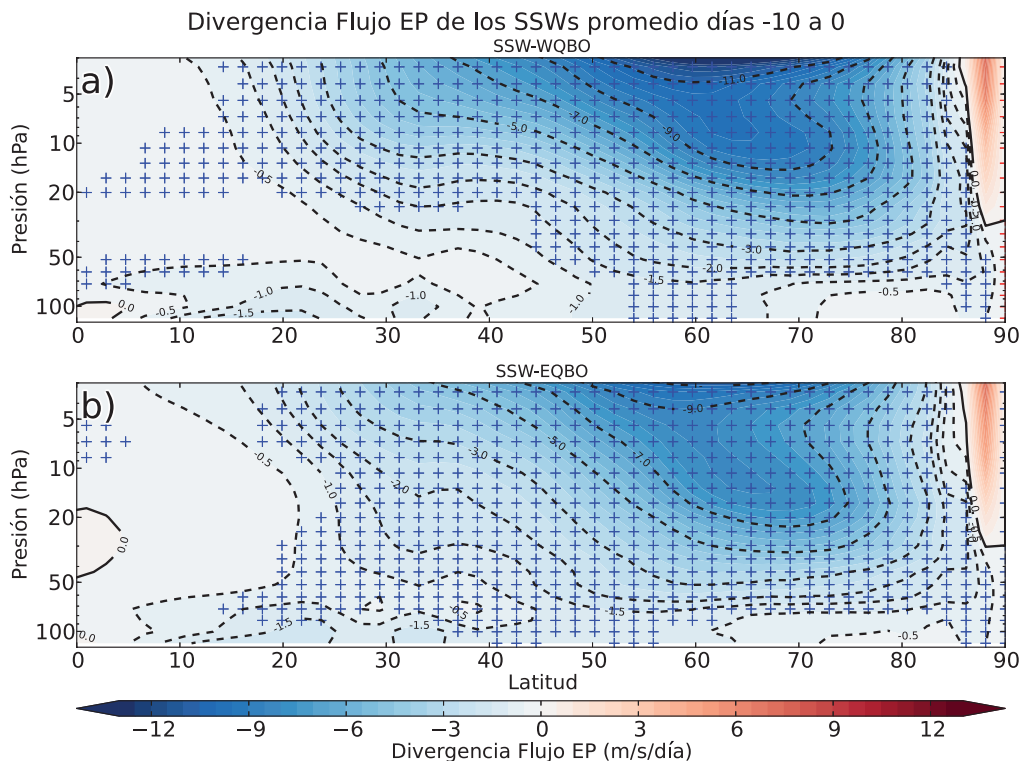


Figura 5.15: Composites de latitud-presión de la divergencia de flujo de Eliassen-Palm para el promedio desde el día -10 al día 0 de los SSWs. Las cruces indican significatividad estadística al nivel de confianza del 90 % con un test de Monte Carlo respecto a su propia fase de la QBO. a) SSW-WQBO; b) SSW-EQBO. Las líneas continuas (discontinuas) identifican valores positivos (negativos) de divergencia de flujo de EP. Datos de WACCM.

En la Sección 4.3.2 se determinó que la señal tropical de los SSWs era bastante simétrica en la región tropical (10°S - 10°N). Se analiza ahora la respuesta latitudinal de la temperatura tropical a los SSWs en WACCM. En la Figura 5.16 se muestran secciones transversales latitud-presión de composites de los cambios de temperatura anómalos experimentados a lo largo del ciclo de vida del SSW. En concreto, se muestran los cambios de temperatura para diferentes instantes del periodo post-SSW (días 0, +10, +20, +30) con respecto a la temperatura promedio del periodo (-15,-10) tal y como se hizo en la Figura 4.16 con datos de reanálisis. Los valores negativos indican un enfriamiento neto desde 15-10 días antes del SSW a la fecha indicada en cada panel.

Los resultados en el modelo muestran en general gran similitud con los encontrados en el reanálisis. Así, en las semanas posteriores al SSW, el calentamiento de la región polar descende hacia la baja estratosfera, y el calentamiento en la alta estratosfera se debilita y es reemplazado por anomalías frías. El enfriamiento tropical en la baja estratosfera se detecta desde el día 0 durante ambas fases de la QBO, aunque se intensifica y alcanza el valor máximo entre los 10-20 días posteriores al SSW, indicando la propagación descendente de la señal. En latitudes bajas, el enfriamiento de la estratosfera media asociado a los SSWs desaparece en unos 20 días para SSW-EQBO y tiene mayor persistencia en SSW-WQBO, al igual que ocurría en el reanálisis (véanse las Figuras 5.16c y 5.16d). Además, la estratosfera media entre 10 y 70 hPa presenta una señal más fuerte y homogénea en SSW-WQBO que durante SSW-EQBO. La extensión latitudinal del enfriamiento del SSW alcanza 30°S, al igual que en el reanálisis, si bien la señal en WACCM es más fuerte y persistente en el hemisferio norte, particularmente durante SSW-EQBO. A pesar de que el modelo captura los principales rasgos de la evolución temporal de la temperatura asociada a los SSWs, éste presenta también algunas diferencias con el reanálisis. La primera diferencia entre la Figura 5.16 que muestra los resultados de WACCM y la Figura 4.16 con datos de ERA-Interim, es la magnitud de las anomalías. Los cambios de temperatura experimentados durante el SSW (tanto positivos en extratropicos como negativos en latitudes bajas) son menores en las simulaciones del modelo. Por otro lado, la señal de latitudes bajas es más simétrica durante SSW-WQBO, mientras que para SSW-EQBO las anomalías parecen ser más fuertes en la región subtropical del hemisferio norte en comparación con las del hemisferio sur, rasgo que no se observa para SSW-WQBO en WACCM pero sí en el reanálisis. A diferencia de éste, las mayores anomalías de la baja estratosfera se dan en los casos de SSW-WQBO en WACCM, aunque no difieren mucho de las de SSW-EQBO.

Aunque aparecen diferencias en la intensidad de las anomalías y algunos cambios adicionales entre EQBO y WQBO no observados en el reanálisis, en general, los resultados de las simulaciones corroboran el modelo conceptual planteado en la Figura 4.20. Así, la mayor o menor divergencia de flujo de ondas asociada a la ocurrencia de los SSWs en la región subtropical está modulada por la posición de la línea de viento cero. Esto genera diferencias en la amplitud y la propagación del enfriamiento inducido por el SSW entre las fases puras de la QBO, dando lugar a mayores enfriamientos en los niveles con mayor convergencia de ondas en la región subtropical. Para confirmar si las diferencias entre el modelo y los reanálisis son rasgos específicos del modelo o son diferencias reales se requerirían otros modelos y/o un mayor registro temporal de datos en los reanálisis.

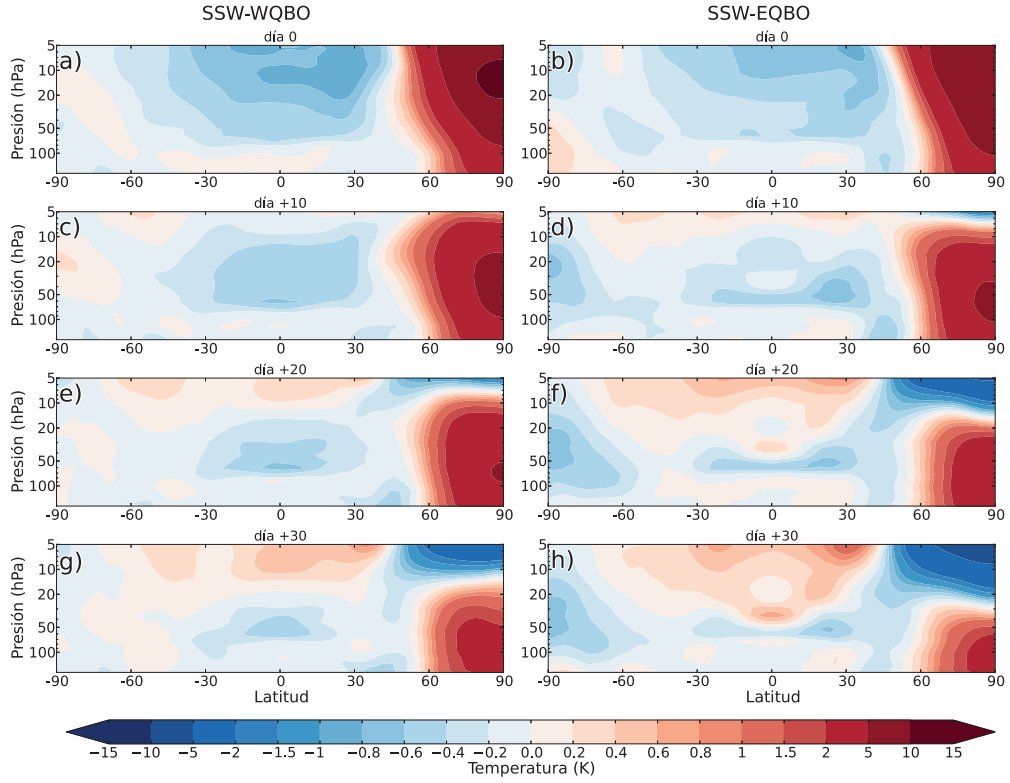


Figura 5.16: Composites de SSWs de anomalías de las diferencias de temperatura entre el promedio del periodo del día -15 al día -10 menos las diferentes fechas: día 0 en a, b; día +10 en c, d; día +20 en e, f; y día +30 en g, h. La columna de la izquierda para los SSW-WQBO y la de la derecha para SSW-EQBO. Datos de WACCM.

Capítulo 6

Conclusiones

En esta tesis se han analizado distintos aspectos relacionados con la caracterización, propagación e impactos de los fenómenos estratosféricos extremos conocidos como Calentamientos Súbitos Estratosféricos (SSWs). Las principales conclusiones pueden resumirse en tres apartados, coincidentes con los capítulos de resultados desarrollados en esta tesis:

Impactos en la climatología estratosférica polar

1. Se ha detectado cambios en la distribución estacional de ocurrencia de SSW entre los periodos 1957-1978 y 1979-2002 en los reanálisis de ERA40 y NCEP/NCAR. Mientras el primero se caracteriza por una distribución unimodal de estos eventos centrada en enero, el periodo post-1979 exhibe una mayor concentración de SSWs en diciembre y febrero/marzo. Dichos periodos preferentes coinciden en el periodo pre-1979 con una mayor frecuencia de ocurrencia de SSWs de tipo división.
2. Las diferencias en la distribución de SSWs tienen un impacto importante en la marcha estacional de la climatología de la temperatura estratosférica polar. Desde un punto de vista climático, los calentamientos asociados a los SSWs generan una mayor temperatura polar entre los meses de diciembre a marzo, con un efecto medio de unos 2 K durante las fechas centrales del SSW. No obstante, se ha encontrado que este calentamiento se distribuye de manera diferenciada a lo largo del invierno para los periodos pre- y post-1979, de acuerdo con la distinta distribución intraestacional de SSWs. Estos resultados muestran una fuente adicional de variabilidad multidecadal en la estratosfera polar asociada a la ocurrencia de SSWs.

Los resultados son de gran importancia para estudios de tendencias recientes en la estratosfera, ya que el periodo subestacional de máxima concentración de SSWs (y por tanto el de máximo calentamiento y debilitamiento del vórtice polar) varía a lo largo del registro observacional, lo que podría conducir a interpretaciones erróneas en las atribuciones de tendencias en la estratosfera.

3. Para los reanálisis empleados en este estudio, la temperatura polar en el nivel de 10 hPa presenta un salto temporal hacia un calentamiento alrededor del año 1979, especialmente pronunciado en verano. Dicho comportamiento no se observa en series de análisis a partir de radiosondeos (datos FUB), ni está de acuerdo con los cambios observados en el forzamiento radiativo de la estratosfera, lo que sugiere la presencia de inhomogeneidades en los reanálisis debidos principalmente a la incorporación de datos satelitales. La tendencia de calentamiento estratosférico en el nivel de 10 hPa del periodo post-satelital se reduce notablemente en el nivel de 20 hPa y se invierte en la media y baja estratosfera, donde se encuentra en buen acuerdo con las series observacionales. Estas deficiencias cuestionan el uso extendido de 10 hPa como nivel de caracterización de SSWs en el periodo pre-satelital y plantean la necesidad de revisar la definición de SSW.

Impactos en la estratosfera tropical

4. Por primera vez, se ha caracterizado de forma general el impacto tropical asociado a la ocurrencia de SSWs teniendo en cuenta las diferencias de propagación de la señal entre las fases de la QBO.
5. Se ha demostrado que los SSWs llevan asociados un enfriamiento generalizado en la estratosfera tropical cuya magnitud está altamente correlacionada con el calentamiento de la estratosfera polar. Dicho comportamiento está de acuerdo con el origen dinámico (interacción ondas-flujo básico) de estos eventos y el correspondiente reforzamiento de la circulación de Brewer-Dobson. Para cuantificar la conexión entre el calentamiento extratropical y el enfriamiento tropical asociado a los SSWs, se ha propuesto una nueva medida basada en las variaciones relativas de temperatura desde el día 0 al día -10 en el nivel de 10 hPa. Este parámetro refleja una mayor correlación lineal entre los cambios de temperatura tropical y extratropical de la alta estratosfera y una menor dispersión que cuando se usan anomalías respecto a la climatología.

-
6. El análisis de la propagación del enfriamiento estratosférico tropical asociado a la ocurrencia de SSWs basado en composites de anomalías de temperatura en secciones transversales tiempo-presión muestra trazas de la señal de la QBO, y pone de manifiesto la contaminación de la señal tropical del SSW por parte de ésta. Se han empleado cuatro metodologías descritas en la literatura para eliminar dicha señal de la QBO de los composites de SSWs y aislar así la señal debida al SSW. En general, ningún método es capaz de eliminar completamente la señal de la QBO, y la comparación de dichas metodologías indica diferencias en la magnitud del enfriamiento tropical y en la propagación de la señal del SSW dependiendo del método empleado. Estos resultados constatan que el proceso de eliminación de la señal inherente de la QBO en las temperaturas de la estratosfera representa una gran dificultad para caracterizar la evolución del enfriamiento tropical asociado con los SSWs.
 7. Con el fin de aislar la señal del SSW en la estratosfera tropical, se ha elaborado una nueva metodología basada en la evolución en cada nivel de presión de los cambios de temperatura relativos a la fecha central del SSW. Esta técnica permite cuantificar la evolución de la temperatura a lo largo del ciclo de vida de los SSWs sin apenas contaminación por parte de otros forzamientos de mayor escala temporal, como la QBO. El nuevo método resulta de gran utilidad para caracterizar la señal descendente del SSW, identificando los periodos de máximo enfriamiento en cada nivel vertical y su persistencia. Como parámetro de diagnóstico adicional, se ha presentado también una nueva medida que permite analizar la amplitud del enfriamiento tropical asociado a los SSWs y su propagación descendente. Ésta se define como la diferencia de temperatura anómala máxima en el periodo desde 20 días antes a la fecha central del SSW y la temperatura anómala mínima en el periodo desde el día central al día +20.
 8. Los resultados basados en esta nueva metodología indican que el enfriamiento tropical asociado a los SSWs es más intenso en los niveles altos de la estratosfera y se debilita a medida que se propaga hacia la baja estratosfera, donde la señal llega en varios días. La evolución de la temperatura en los niveles altos se comporta de manera similar a los calentamientos en la región polar, confirmando la conexión trópicos-extratrópicos. No obstante en la baja estratosfera existe un desacoplamiento entre los cambios de temperatura tropical y extratropical. Análisis adicionales

indican que los cambios tropicales en la baja estratosfera durante la ocurrencia de SSW están más relacionados con la deposición de momento en la región subtropical.

9. A pesar del comportamiento general descrito anteriormente, se han constatado diferencias notables en la señal tropical de los SSWs entre las fases EQBO y WQBO. Los SSWs que ocurren durante la fase WQBO se caracterizan por un valor mantenido de la amplitud del enfriamiento en los niveles altos, y que se debilita hacia abajo a partir de 12 hPa y hasta 80 hPa, donde desaparece la señal. En cambio, los SSWs que ocurren durante la fase EQBO muestran un debilitamiento progresivo de su enfriamiento tropical característico desde los niveles altos hasta unos 40 hPa, y un enfriamiento adicional hasta 60 hPa, que no se observa en el caso de los SSWs de la fase WQBO.
10. Se ha propuesto un mecanismo que explica las diferencias observadas en la evolución de la señal de enfriamiento tropical asociada a los SSWs. De acuerdo con el mismo, la posición del cambio de vientos del oeste a vientos del este (línea de viento cero) juega un papel muy importante en la propagación de las anomalías tropicales de los SSWs. Su localización modula las capas estratosféricas de propagación de ondas en la región subtropical y por tanto la cantidad de ondas que se disipa en los distintos niveles verticales. Se sabe que la QBO modula la línea de viento cero dando lugar a un enfriamiento tropical en respuesta a los SSWs que difiere dependiendo de la altura y fase de la QBO. La amplitud del enfriamiento decrece de 3.8 K en torno a 5 hPa a 1.8 K alrededor de 40 hPa. Sin embargo, y debido a la mayor convergencia subtropical de ondas entre 30 y 60 hPa, aparece un enfriamiento tropical adicional por debajo de 40 hPa, aumentando 1 K la amplitud de enfriamiento hasta los 66 hPa. En cambio durante la fase oeste de la QBO, la convergencia subtropical de ondas entre 5 y 10 hPa, implica que apenas haya debilitamiento de la amplitud de enfriamiento de 5 a 12 hPa en la región tropical.

Caracterización de los SSWs por parte de modelos de simulación climática

11. El modelo CESM1 (WACCM4) en comparación con el modelo CCSM4-WSET reproduce mejor tanto la frecuencia de ocurrencia de SSWs, como los distintos parámetros de diagnóstico, así como la propagación descendente de anomalías de temperatura en la región polar. La superioridad del modelo CESM1 (WACCM4) confirma los resultados de estudios anteriores y la necesidad de disponer de una estratosfera bien resuelta en los actuales modelos de clima para capturar con sufi-

ciente realismo la variabilidad y fenómenos extremos de la estratosfera, así como el impacto de los mismos en la troposfera.

12. Se ha empleado el modelo CCSM1 (WACCM4) para caracterizar la señal de los SSWs en la estratosfera tropical. Dicho análisis permite, por un lado, validar el modelo y, por otro, disponer de un mayor número de casos que permita corroborar los resultados encontrados en el reanálisis. Se ha encontrado que CCSM1 (WACCM4) reproduce bien la propagación descendente de la señal en trópicos asociada a los SSWs, confirmando el mecanismo propuesto a partir del estudio de los datos de reanálisis. En concreto, en WACCM, los composites de la evolución de temperatura en la región tropical para los SSWs reflejan el menor debilitamiento del enfriamiento tropical durante los SSW-WQBO en las capas altas de la estratosfera, así como la intensificación del enfriamiento en la estratosfera media para los SSW-EQBO, tal y como se observa en el reanálisis. Por otro lado, los resultados del modelo muestran también diferencias con respecto al reanálisis. Así, a diferencia del reanálisis, el modelo indica que la señal del SSW alcanza niveles más bajos durante SSW-WQBO que en SSW-EQBO, y también una intensificación del enfriamiento en la baja estratosfera durante los SSW-WQBO. No es posible determinar si estas diferencias representan posibles deficiencias del modelo o rasgos reales de los SSWs no observados en el reanálisis debido a la limitación temporal de su registro.

Referencias

- Andrews, D. G., y M. E. McIntyre, Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *33*, 2031–2048, 1976.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, y C. B. Leovy, *Middle Atmosphere Dynamics*, vol. 40 of *International Geophysical Series*, Academic Press, 1987.
- Baldwin, M., et al., The Quasi-Biennial Oscillation, *Reviews of Geophysics*, *46*, 202–7, 2001.
- Baldwin, M. P., y T. J. Dunkerton, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 30,937, 1999.
- Baldwin, M. P., y T. J. Dunkerton, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes., *Science (New York, N.Y.)*, *294*, 581–4, 2001.
- Boyd, J. P., The noninteraction of waves with the zonally averaged flow on a spherical earth and the interrelationships on eddy fluxes of energy, heat and momentum, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *33*, 2285—2291, 1976.
- Brewer, A., Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *75*, 351–363, 1949.
- Butchart, N., S. Clough, T. Palmer, y P. Trevelyan, Simulations of an observed stratospheric warming with quasigeostrophic refractive index as a model diagnostic, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *108*, 475—502, 1982.
- Butler, A. H., y L. M. Polvani, El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record, *Geophysical Research Letters*, *38*, 1–5, 2011.
- Calvo, N., y D. R. Marsh, The combined effects of ENSO and the 11 year solar cycle on the Northern Hemisphere polar stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, *116*, 1–14, 2011.

- Calvo, N., R. R. Garcia, W. J. Randel, y D. R. Marsh, Dynamical Mechanism for the Increase in Tropical Upwelling in the Lowermost Tropical Stratosphere during Warm ENSO Events, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 2331–2340, 2010.
- Calvo Fernández, N., R. G. Herrera, D. G. Puyol, E. H. Martín, R. R. García, L. G. Presa, y P. R. Rodríguez, Analysis of the ENSO Signal in Tropospheric and Stratospheric Temperatures Observed by MSU, 1979–2000, *Journal of Climate*, 17, 3934–3946, 2004.
- Camp, C. D., y K.-K. Tung, The Influence of the Solar Cycle and QBO on the Late-Winter Stratospheric Polar Vortex, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 1267–1283, 2007.
- Castanheira, J. M., y D. Barriopedro, Dynamical connection between tropospheric blockings and stratospheric polar vortex, *Geophysical Research Letters*, 37, 1–5, 2010.
- Charlton, A., A. O'Neill, W. A. Lahoz, y P. Berrisford, The splitting of the stratospheric polar vortex in the Southern Hemisphere, September 2002: Dynamical evolution, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 590–602, 2005.
- Charlton, A. J., y L. M. Polvani, A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks, *Journal of Climate*, 20, 449–469, 2007.
- Charlton, A. J., A. Oneill, W. Lahoz, y A. Massacand, Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 1771–1792, 2004.
- Charlton, A. J., L. M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, S. Pawson, J. E. Nielsen, K. Shibata, y D. Rind, A new look at stratospheric sudden warmings. Part II. Evaluation of Numerical Model Simulations, *Journal of Climate*, 20, 470–488, 2007.
- Charlton-Perez, A. J., et al., On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 2494–2505, 2013.
- Charney, J. G., y P. G. Drazin, Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 66, 83–109, 1961.
- Christiansen, B., Evidence for nonlinear climate change: Two stratospheric regimes and a regime shift, *Journal of climate*, pp. 3681–3690, 2003.
- Clark, J., Atmospheric response to the quasi-resonant growth of forced planetary waves, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 52, 143–163, 1974.
- Cohen, J., M. Barlow, P. J. Kushner, y K. Saito, Stratosphere–Troposphere Coupling and Links with Eurasian Land Surface Variability, *Journal of Climate*, 20, 5335–5343, 2007.
- Danabasoglu, G., S. C. Bates, B. P. Briegleb, S. R. Jayne, M. Jochum, W. G. Large, S. Peacock, y S. G. Yeager, The CCSM4 Ocean Component, *Journal of Climate*, 25, 1361–1389, 2012.

- de la Torre, L., R. R. Garcia, D. Barriopedro, y A. Chandran, Climatology and characteristics of stratospheric sudden warmings in the Whole Atmosphere Community Climate Model, *Journal of Geophysical Research*, *117*, 1–14, 2012.
- Dee, D. P., et al., The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 553–597, 2011.
- Dobson, G. M. B., Origin and Distribution of the Polyatomic Molecules in the Atmosphere, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *236*, 187–193, 1956.
- Edmon, H. J., B. J. Hoskins, y M. E. McIntyre, Eliasse-Palm Cross Sections for the Troposphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *37*, 2601–2616, 1980.
- Eyring, V., et al., Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century, *Journal of Geophysical Research*, *112*, D16,303, 2007.
- Eyring, V., et al., Multi-model assessment of stratospheric ozone return dates and ozone recovery in CCMVal-2 models, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*, 9451–9472, 2010.
- Fueglistaler, S., B. Legras, A. Beljaars, A. Simmons, A. M. Tompkins, y S. Uppala, The diabatic heat budget of the upper troposphere and lower/mid stratosphere in ECMWF reanalyses, *Society*, *37*, 21–37, 2009.
- Garcia, R. R., D. R. Marsh, D. E. Kinnison, B. a. Boville, y F. Sassi, Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003, *Journal of Geophysical Research*, *112*, D09,301, 2007.
- García-Herrera, R., N. Calvo, R. R. Garcia, y M. A. Giorgetta, Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data, *Journal of Geophysical Research*, *111*, 1–14, 2006.
- Garfinkel, C. I., y D. L. Hartmann, Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex, *Journal of Geophysical Research*, *113*, D18,114, 2008.
- Gerber, E. P., y L. M. Polvani, Stratosphere–Troposphere Coupling in a Relatively Simple AGCM: The Importance of Stratospheric Variability, *Journal of Climate*, *22*, 1920–1933, 2009.
- Gerber, E. P., et al., Assessing and understanding the impact of stratospheric dynamics and variability on the earth system, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *93*, 845–859, 2012.
- Gómez-Escolar, M., S. Fueglistaler, N. Calvo, y D. Barriopedro, Changes in polar stratospheric temperature climatology in relation to stratospheric sudden warming occurrence, *Geophysical Research Letters*, *39*, 2012.

- Gómez-Escolar, M., N. Calvo, D. Barriopedro, y S. Fueglistaler, Tropical Response to Stratospheric Sudden Warmings, *Journal of Geophysical Research*, 2013.
- Haynes, P., Stratospheric Dynamics, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 37, 263–293, 2005.
- Haynes, P., M. McIntyre, T. Shepherd, C. Marks, y K. P. Shine, On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, 651—678, 1991.
- Holland, M. M., D. a. Bailey, B. P. Briegleb, B. Light, y E. Hunke, Improved Sea Ice Shortwave Radiation Physics in CCSM4: The Impact of Melt Ponds and Aerosols on Arctic Sea Ice*, *Journal of Climate*, 25, 1413–1430, 2012.
- Holton, J., A semi-spectral numerical model for wave-mean flow interactions in the stratosphere- Application to sudden stratospheric warmings, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 1639–1649, 1976.
- Holton, J., *An introduction to dynamic meteorology*, fourth ed., Elsevier Academic Press, 2004.
- Holton, J., P. Haynes, M. E. McIntyre, A. Douglass, R. Rood, y L. Pfister, Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, 33, 403–439, 1995.
- Holton, J. R., y H. C. Tan, The influence of the equatorial QBO in the global circulation at 50 mb, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 2200–2208, 1980.
- Jackman, C. H., D. R. Marsh, F. M. Vitt, R. R. Garcia, C. E. Randall, E. L. Fleming, y S. M. Frith, Long-term middle atmospheric influence of very large solar proton events, *Journal of Geophysical Research*, 114, D11,304, 2009.
- Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437–471, 1996.
- Kistler, R., et al., The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 247–267, 2001.
- Kodera, K., Influence of stratospheric sudden warming on the equatorial troposphere, *Geophysical Research Letters*, 33, 1–4, 2006.
- Krüger, K., B. Naujokat, y K. Labitzke, The Unusual Midwinter Warming in the Southern Hemisphere Stratosphere 2002: A Comparison to Northern Hemisphere Phenomena, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 603–613, 2005.
- Labitzke, K., Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere, *Monthly Weather Review*, 105, 762–770, 1977.

- Labitzke, K., The amplification of height wave 1 in January 1979: A characteristic precondition for the major warming in February, *Monthly Weather Review*, 109, 983–989, 1981.
- Labitzke, K., y M. Kunze, Variability in the stratosphere: The Sun and the QBO, *Climate and Weather of the Sun-Earth System (CAWSES)*, pp. 257–278, 2009.
- Labitzke, K., y B. Naujokat, The lower Arctic stratosphere in winter since 1952, *Sparc Newsletter*, 15, 11–14, 2000.
- Lahoz, W., A. O'Neill, y A. Heaps, Vortex dynamics and the evolution of water vapour in the stratosphere of the southern hemisphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, pp. 423–450, 1996.
- Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, y D. L. Hartmann, The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings, *Journal of Climate*, 17, 2584–2596, 2004.
- Limpasuvan, V., D. L. Hartmann, D. W. J. Thompson, K. Jeev, y Y. L. Yung, Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification, *Journal of Geophysical Research*, 110, 1–15, 2005.
- Lindzen, R., Radiative and photochemical processes in mesospheric dynamics. Part IV: stability of a zonal vortex at middle latitudes to baroclinic waves, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 23, 350–359, 1966.
- Lindzen, R., On the Development of the Theory of the QBO, *Bulletin of the American Meteorological Society*, pp. 329–337, 1987.
- Loon, H. V., y K. Labitzke, The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the Quasi-Biennial Oscillation, *Monthly weather review*, 115, 357–369, 1987.
- Lu, H., M. P. Baldwin, L. J. Gray, y M. J. Jarvis, Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex, *Journal of Geophysical Research*, 113, 1–14, 2008.
- Manney, G. L., The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s, *Journal of Geophysical Research*, 110, 1–14, 2005.
- Marsh, D. R., R. R. Garcia, D. E. Kinnison, B. a. Boville, F. Sassi, S. C. Solomon, y K. Matthes, Modeling the whole atmosphere response to solar cycle changes in radiative and geomagnetic forcing, *Journal of Geophysical Research*, 112, D23,306, 2007.
- Marsh, D. R., M. J. Mills, D. E. Kinnison, J.-F. Lamarque, N. Calvo, y L. M. Polvani, Climate change from 1850 to 2005 simulated in CESM1(WACCM), *Journal of Climate*, 1, 130509150556,003, 2013.

- Martineau, P., y S.-W. Son, Quality of reanalysis data during stratospheric vortex weakening and intensification events, *Geophysical Research Letters*, *37*, 1–5, 2010.
- Martius, O., L. M. Polvani, y H. C. Davies, Blocking precursors to stratospheric sudden warming events, *Geophysical Research Letters*, *36*, L14,806, 2009.
- Matsuno, T., A dynamical model of the stratospheric sudden warming., *Journal of the Atmospheric Sciences*, *28*, 1479–1494, 1971.
- Matthes, K., D. R. Marsh, R. R. Garcia, D. E. Kinnison, F. Sassi, y S. Walters, Role of the QBO in modulating the influence of the 11 year solar cycle on the atmosphere using constant forcings, *Journal of Geophysical Research*, *115*, D18,110, 2010.
- McIntyre, M. E., Baroclinic instability of an idealized model of the polar night jet, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, pp. 165–174, 1972.
- McIntyre, M. E., How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings, *J Meteor Soc Japan*, *60*, 37–65, 1982.
- Mitchell, D. M., A. J. Charlton-Perez, y L. J. Gray, Characterizing the Variability and Extremes of the Stratospheric Polar Vortices Using 2D Moment Analysis, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *68*, 1194–1213, 2011.
- Mitchell, D. M., L. J. Gray, J. Anstey, M. P. Baldwin, y A. J. Charlton-Perez, The Influence of Stratospheric Vortex Displacements and Splits on Surface Climate, *Journal of Climate*, *26*, 2668–2682, 2013.
- Naito, Y., M. Taguchi, y S. Yoden, A parameter sweep experiment on the effects of the equatorial QBO on stratospheric sudden warming events, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *60*, 1380–1394, 2003.
- Nakagawa, K. I., y K. Yamazaki, What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere?, *Geophysical Research Letters*, *33*, L04,801, 2006.
- Naujokat, B., The early major warming in December 2001 – exceptional?, *Geophysical Research Letters*, *29*, 29–32, 2002.
- Neale, R. B., J. Richter, S. Park, P. H. Lauritzen, S. J. Vavrus, P. J. Rasch, y M. Zhang, The mean climate of the Community Atmosphere Model (CAM4) in forced SST and fully coupled experiments, *Journal of Climate*, p. 130125092951009, 2013.
- Nishii, K., y H. Nakamura, Tropospheric influence on the diminished Antarctic ozone hole in September 2002, *Geophysical Research Letters*, *31*, L16,103, 2004.
- O’Neill, A., W. L. Grose, V. D. Pope, H. Maclean, y R. Swinbank, Evolution of the Stratosphere during Northern Winter 1991/92 as Diagnosed from UK Meteorological Office Analyses., *Journal of Atmospheric Sciences*, *51*, 2800–2817, 1994.

- Peters, D., P. Vargin, y H. Körnich, A Study of the zonally asymmetric tropospheric forcing of the austral vortex splitting during September 2002, *Tellus A*, 59, 384–394, 2007.
- Plumb, R., Instability of the distorted polar night vortex: A theory of stratospheric warmings, *Journal of Atmospheric Sciences*, 38, 2514–2531, 1981.
- Polvani, L. M., y D. W. Waugh, Upward Wave Activity Flux as a Precursor to Extreme Stratospheric Events and Subsequent Anomalous Surface Weather Regimes, *Journal of Climate*, 17, 3548–3554, 2004.
- Ramaswamy, V., et al., Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations, *Reviews of Geophysics*, pp. 71–122, 2001.
- Randel, W. J., R. R. Garcia, y F. Wu, Time-Dependent Upwelling in the Tropical Lower Stratosphere Estimated from the Zonal-Mean Momentum Budget, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 2141–2152, 2002.
- Richter, J. H., F. Sassi, y R. R. Garcia, Toward a Physically Based Gravity Wave Source Parameterization in a General Circulation Model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 136–156, 2010.
- Richter, J. H., K. Matthes, N. Calvo, y L. J. Gray, Influence of the quasi-biennial oscillation and El Niño–Southern Oscillation on the frequency of sudden stratospheric warmings, *Journal of Geophysical Research*, 116, 1–7, 2011.
- Sassi, F., Effect of El Niño–Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 109, D17,108, 2004.
- Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick, y J. B. Pollack, Stratospheric Aerosol Optical Depths, 1850–1990, *Journal of Geophysical Research*, 98, 22,987–22,994, 1993.
- Scherhag, R., Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spätwinters 1951/52, *Ber. Deut. Wetterdienstes*, 6, 51–63, 1952.
- Schimanke, S., J. Körper, T. Spanghel, y U. Cubasch, Multi-decadal variability of sudden stratospheric warmings in an AOGCM, *Geophysical Research Letters*, 38, 1–6, 2011.
- Schoeberl, M. R., y D. L. Hartmann, The Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex and Its Relation to Springtime Ozone Depletions, *Science*, 251, 46–52, 1991.
- Scott, R., D. Dritschel, L. Polvani, y D. Waugh, Enhancement of Rossby wave breaking by steep potential vorticity gradients in the winter stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 904–918, 2004.
- Scott, R. K., y D. G. Dritschel, Vortex–Vortex Interactions in the Winter Stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 726–740, 2006.

- Scott, R. K., y L. M. Polvani, Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause, *Geophysical Research Letters*, 31, L02,115, 2004.
- Shepherd, T. G., The middle atmosphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62, 1587–1601, 2000.
- Shepherd, T. G., Issues in Stratosphere-troposphere Coupling., *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 769–792, 2002.
- Shine, K., The middle atmosphere in the absence of dynamical heat fluxes, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, 603—633, 1987.
- Simmons, A., y J. Gibson, The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Project Report Series No. 1 ECMWF, *Tech. rep.*, 2000.
- Sjoberg, J. P., y T. Birner, Transient Tropospheric Forcing of Sudden Stratospheric Warmings, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 3420–3432, 2012.
- Smith, A. K., An investigation of resonant waves in a numerical model of an observed sudden stratospheric warming, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 3038–3054, 1989.
- Smith, A. K., y K. Matthes, Decadal-scale periodicities in the stratosphere associated with the solar cycle and the QBO, *Journal of Geophysical Research*, 113, D05,311, 2008.
- Taguchi, M., Latitudinal Extension of Cooling and Upwelling Signals Associated with Stratospheric Sudden Warmings, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 89, 571–580, 2011.
- Taguchi, M., y D. L. Hartmann, Interference of extratropical surface climate anomalies induced by El Niño and stratospheric sudden warmings, *Geophysical Research Letters*, 32, L04,709, 2005.
- Taguchi, M., y D. L. Hartmann, Increased Occurrence of Stratospheric Sudden Warmings during El Niño as Simulated by WACCM, *Journal of Climate*, 19, 324–332, 2006.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, y G. a. Meehl, An Overview of CMIP5 and the Experiment Design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485–498, 2012.
- Thompson, D., y J. Wallace, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability*, *Journal of Climate*, pp. 1000–1016, 2000.
- Thompson, D. W. J., y J. M. Wallace, The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, 25, 1297–1300, 1998.
- Thompson, D. W. J., M. P. Baldwin, y S. Solomon, Stratospheric effects on tropospheric climate, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 161, 2005.

- Tung, K., y R. Lindzen, A theory of stationary long waves. Part I: A simple theory of blocking, *Monthly Weather Review*, 107, 714–734, 1979a.
- Tung, K., y R. Lindzen, A theory of stationary long waves. Part II: Resonant Rossby waves in the presence of realistic vertical shears, *Monthly Weather Review*, 107, 735–750, 1979b.
- Uppala, S. M., et al., The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012, 2005.
- Yoshida, K., y K. Yamazaki, Tropical cooling in the case of stratospheric sudden warming in January 2009: focus on the tropical tropopause layer, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 6325–6336, 2011.

Lista de acrónimos

CAM4	<i>Community Atmospheric Model 4</i>
CCSM-WSET	<i>Community Climate System Model</i> con configuración WACCM
CESM1	Community Earth System Model 1
CMIP5	<i>Copled Model Intercomparison Project phase 5</i>
CP07	<i>Charlton y Polvani (2007)</i>
ECMWF	Centro europeo de predicción a medio plazo (<i>European Center for Medium Range Weather Forecast</i>)
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EP	Eliassen-Palm
EQBO	Fase este de la QBO
FUB	<i>Freie Universität Berlin</i>
NAM	Modo Anular del Norte (<i>Northern Annular Mode</i>)
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Protection</i>
OMM	Organización Mundial de la Meteorología
PNA	<i>Pacific-North America pattern</i>
QBO	Oscilación Cuasi-Bienal (<i>Quasibienal Oscillation</i>)
SST	Temperatura superficial del mar (<i>Sea Surface Temperature</i>)
SSW	Calentamiento Súbito Estratosférico (<i>Stratospheric Sudden Warming</i>)
SSW-EQBO	SSW durante la fase EQBO
SSW-WQBO	SSW durante la fase WQBO
TEM	<i>Transform Eulerian Mean</i>
TMS	<i>Turbulent Mountain Stress</i>
T-EQBO	Fase de la QBO transición al este
WACCM	<i>Whole Atmopshere Community Climate Model</i>
WQBO	Fase oeste de la QBO

Capítulo 7

English summary

Introduction

Stratospheric Sudden Warmings (SSWs) are the largest source of intraseasonal variability in the winter Northern Hemisphere polar stratosphere. These events are characterized by a dramatic increase in temperature and a decrease in zonal mean zonal wind over the polar cap region during only a few days (e.g., *Andrews et al. (1987)*). SSWs are known to be forced by the dynamical influence of upward propagating planetary Rossby waves on the stratospheric flow (e.g., *Matsuno (1971)*) along with a "pre-conditioned" stratospheric zonal flow that favors wave activity propagation towards the polar vortex (e.g., *McIntyre (1982)*). It has been shown that the effects of SSWs are not confined to the stratosphere, but they propagate downward towards the troposphere where the circulation anomalies persist for about 2 months after the event (*Baldwin and Dunkerton (2001)*). Previous studies have shown that the residual mean meridional circulation is affected by SSWs (*Matsuno, 1971*). Thus, the downwelling and warming over the polar cap characteristic of SSWs is accompanied by upwelling and cooling in the low latitudes of the tropical stratosphere (e.g. *Haynes et al. (1991)*).

Charlton and Polvani (2007) found a difference from 5.5 K to 9.2 K in the intensity of SSWs between the 1958-1978 and the 1979-2002 periods in the NCEP-NCAR reanalysis. They argued that this discrepancy may be an artifact due to the assimilation of satellite data in the reanalysis product starting in 1979. Motivated by this difference, herein we carry out a deeper analysis in order to provide further insight into the variability of occurrence of SSWs, focusing on the intraseasonal distribution and the type of SSWs for the pre- and post-1979 periods. In order to understand the observed record, and possible future changes, it is important to quantify how these intraseasonal changes in the distribution of SSWs affect the background state. This study is analyzed in section Results 1.

In the tropics, the Quasi-biennial Oscillation (QBO) is a major contributor to stratospheric variability. It is a downward propagating oscillation of the zonal mean zonal winds with a period of about 28 months, driven by wave dissipation (*Baldwin (2001)*). Its effects are not only noticeable in the tropics. The QBO modulation of the position of the zero-wind line in the subtropics also influences the polar vortex. During the east QBO phase, the polar vortex tends to weaken as more wave activity refracts to the pole (*Holton and Tan (1980)*). Although the QBO is fairly regular, variations in the phase speed of downward propagation make difficult to filter the tropical temperature response to SSWs. Despite a few previous studies focusing on different aspects of the tropical cooling associated to SSWs, a general description of the evolution of the SSWs signal in the tropical stratosphere has not been addressed. This will be analyzed in section Results 2.

Data and methodology

Several data sets have been analyzed in the different studies. Mainly, it has been used daily mean data from reanalysis: the period analyzed for ERA-40 (*Uppala et al. (2005)*)

and NCEP-NCAR reanalyses (*Kistler et al. (2001)*) have been from September 1957 to August 2002, while for ERA-Interim reanalysis the period spans from 1979 to 2012 (*Dee et al. (2011)*). In addition to daily temperature and zonal mean zonal wind, daily means of the Eliassen-Palm flux ($F^{(z)}$, $F^{(\phi)}$) and its divergence ($\nabla \cdot F$) have also been computed according to equations in *Andrews et al. (1987)*. Two climatic models from the National Center for Atmospheric Research (NCAR) have also been used, CESM1 (WACCM4) and CCSM4-WSET.

We identify major mid-winter SSWs following the criteria set forth by *Charlton and Polvani (2007)*, which requires a change from westerlies to easterlies at 10 hPa and 60°N in the period November to March. The central date of the SSW is defined as the first day with easterly zonal mean zonal wind. The algorithm considers the same event if two days with easterly zonal wind are not separated by at least 20 days. The catalog excludes final warmings by demanding a return to westerlies for at least 10 consecutive days before the end of the winter season. There is a total of 29 SSWs in the ERA-40, 26 in the NCEP-NCAR, and 24 for ERA-interim reanalysis.

The phase of the QBO during a SSW is defined according to the average of the equatorial zonal mean zonal wind of ± 30 days around the SSW central date. A SSW is considered to occur during the east or west QBO phase (EQBO and WQBO respectively) when the winds at 44.3 hPa are lower or higher than -5 and +5 m/s respectively, and there are winds of opposite sign at 9.9 hPa. According to this definition, there are 7 SSWs during EQBO (SSW-EQBO) and 8 during WQBO (SSW-WQBO) for ERA-interim reanalysis.

Results 1: SSWs impacts on polar climatology

There are not significant differences in the occurrence of SSWs for the pre- and post-1979 periods. However, Figure 7.1b shows the intraseasonal distribution of SSWs

in the ERA-40 reanalysis, as the total number of events in ± 10 days along the winter season for both periods. For the pre-1979 period, there is a unimodal distribution of occurrence centered in January. Conversely, for the post-1979 period events are clustered in December and late February.

One of the observable manifestations of SSWs is a generalized warming over the polar cap in the stratosphere. Hence, we explore herein if the pre-/post-1979 changes in the intraseasonal distribution of SSWs have an impact in the polar cap temperatures. The annual cycle at 10 hPa differs between the two sub-periods in: 1) late-winter (post- minus pre-1979 temperature differences of up to +5.9 K in February); 2) higher temperatures during boreal summer (up to +2.5 K) in the post-satellite period. These pre- minus post-1979 differences are statistically significant at the 95 % level with a t-student test. However, repeating this calculation for the 20 hPa level, the statistically differentes only appear at late winter, and the summer differences are considered to be inhomogeneities ought to the satellite assimilation from 1979 in the reanalysis data.

Since a change in the preferred timings for the occurrence of SSWs may impinge on what it is perceived as a climatology, we seek to establish a climatological mean annual cycle of temperatures without these extreme events. Considering 80 days as the life cycle of a SSW (*Limpasuvan et al. (2004)*), ± 40 days of data from the central date of each SSW were removed, and the climatologies were recalculated with the so-reduced dataset. Figure 7.1a shows the difference at 20 hPa (which may be less affected by satellite assimilation data than 10 hPa) between the annual cycle of the mean climatology (referred as *full* since it includes all SSWs) and the climatology where SSW events were removed (referred as *reduced*).

As expected, the *full* climate is warmer than the *reduced* one without SSWs for the entire 45-year period (blue line). For the pre-1979 period (green line) there is a SSW-related warming peaking of +5 K in late January. In the post-1979 subset (red line), two

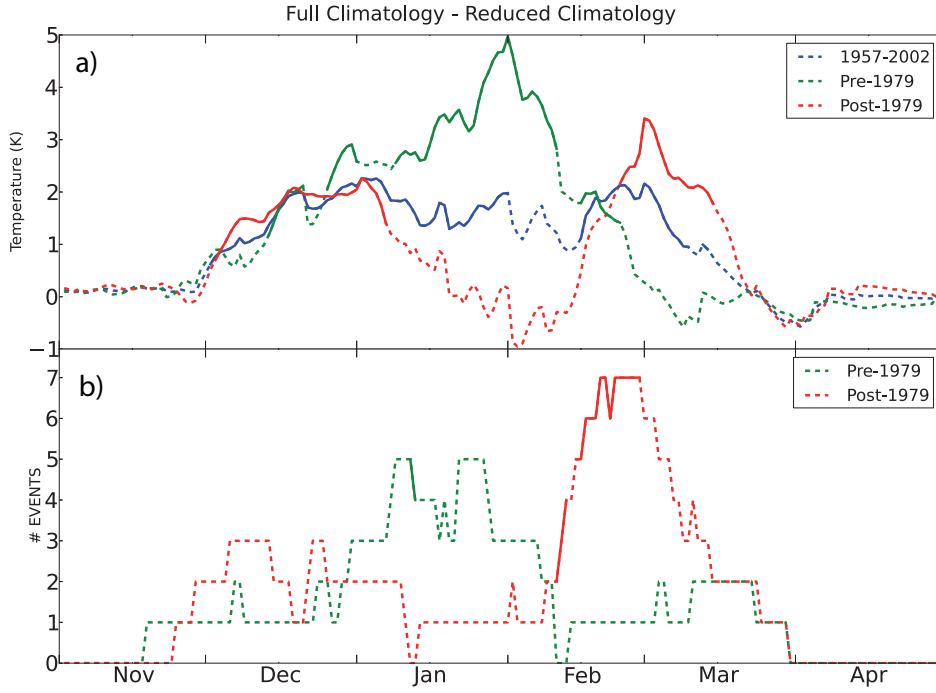


Figura 7.1: a) ERA-40 difference between *full* and *reduced* polar cap temperature climatologies at 20 hPa (see text for details). b) SSW total frequency distribution within ± 10 -day periods from the date displayed on the axis. Solid lines indicate differences that are statistically significant at the 90 % level with a Montecarlo test of 5000 samples.

prominent warming peaks are seen: in December of about +2 K, and in late February of +3 K. All three peaks are statistically significant at the 95 % level. The warming peaks of the pre- and post-1979 (Fig. 7.1a) are in relatively good agreement with periods of SSWs clustering in the respective frequency distribution (Fig. 7.1b).

Results in this section can be found in *Gómez-Escolar et al.* (2012).

Results 2: SSWs tropical signal

Firstly, the methodology presented by *Charlton and Polvani* (2007) has been applied here to identify the central dates of the major mid-winter SSWs from November to March.

Taguchi (2011) claimed that the SSW signal on the residual mean meridional circulation was better characterized when using temperature and its variance as diagnostic fields rather than the zonal mean zonal wind reversal as in *Charlton and Polvani (2007)*. Accordingly, we have identified the highest temperature over the polar cap (60° - 90° N) within ± 30 days of each SSW's central date. The day when this occurs is considered our new central date. Further, this objective definition of the central date was subject to visual inspection. By selecting the new central dates, the SSWs temperature anomalies in the tropics (10° S- 10° N) have their largest values around day 0 at 9.9 hPa. The evolution of the polar and tropical temperatures present a mirrored behavior, with opposite evolutions in temperature, and only minor differences between the timing of maximum polar cap and minimum tropical temperatures.

The removal of the QBO signal in stratospheric temperatures is a major difficulty when characterizing the evolution and downward propagation of the tropical cooling associated with SSWs. It has also been shown that composites of cross-sections (days versus altitude) of SSW temperature anomalies show layers of alternating sign ought to QBO temperature imprints. Residual composites computed from a multi-linear regression, and departures from a specific QBO-based climatology reduce these issues, although they do not eliminate completely the QBO signatures. Alternatively, the removal of a background state defined from an average period does a better job at isolating the SSW signal but depends on subjective choices as the length of the period.

A new composite method is presented attempting to overcome the difficulties in isolating the SSWs tropical signal and to avoid arbitrary choices. This novel methodology is based on the evolution of temperature differences with respect to the SSW's central date, rather than on canonical anomalies relative to a mean state. First, the seasonal cycle is removed (although similar results are obtained if we use absolute values), and the central date of a given SSW is used as a temporal reference (day 0) for each pressure

level. Thus, at each pressure level and each day around the central date, the signal is computed as the difference between the temperature values of that day and the central date. This provides the evolution of temperature around the central date at different pressure levels.

With this diagnostic, the possible QBO imprint in temperature at each level is filtered out as the QBO is expected to operate at longer timescales. The results indicate a strong cooling during both phases of the QBO at each level, being the largest in the upper stratosphere. Below 10 hPa, the minimum temperatures during both QBO phases occur at progressively later times, lagging the central date of the SSWs by a few days. This reveals a downward propagation of the SSW-related cooling through the entire stratosphere. Despite this common behavior, there are remarkable differences in the SSW propagation signal between QBO phases. Above 10 hPa, the cooling related to SSWs is short lived during EQBO as compared to SSW-WQBO cases. Furthermore, the strongest cooling below 10 hPa is more pronounced and occurs later during SSW-WQBO than during SSW-EQBO.

In addition to the timing and persistence of the cooling associated with SSWs, it is also important to characterize the amplitude of the signal and its modulation by the QBO. As a measure of the SSW tropical cooling amplitude, we consider the temperature difference between the maximum value reached in the 20 days before day 0 and the minimum value reached in the period 0 to +20 day. The SSW cooling is generally larger for SSWs occurring during WQBO. During SSW-WQBO, the cooling amplitude barely changes above 12 hPa while below this level, it decreases downwards. Different from SSW-WQBO cases, the cooling amplitude during SSW-EQBO is the largest in the upper stratosphere and decreases progressively downwards up to 44 hPa. However, this behavior reverses and the cooling enhances at lower levels (from 44 to 67 hPa), while it continues decreasing during SSW-WQBO cases. In the lowermost tropical stratosphere (between

80 and 96 hPa), the temperature amplitude drops to small values for both QBO phases, indicating that the SSW tropical cooling signal weakens severely or disappears below 80 hPa.

The position of the zero-wind line, i.e. the change from westerlies to easterlies varies from WQBO to EQBO. This change modifies the equatorward propagation of planetary waves since they only propagate through a westerly background flow (*Charney and Drazin (1961)*). The different QBO pathways for wave propagation are expected to also modulate the regions of wave dissipation which could ultimately alter the tropical upwelling below (Downward control Principle, *Haynes et al. (1991)*) and thus, the tropical cooling during SSWs. During SSWs occurring in both QBO phases, there is EP flux convergence north of 15°N in the entire stratosphere, related to the large wave activity coming from the troposphere at mid-latitudes in relation to SSWs (e.g., *McIntyre (1982)*). However, differences between QBO phases do appear in the subtropics. Regions of significant convergence (enhanced dissipation), compared to their own QBO-based climatology, are observed above 15 hPa during SSW-WQBO and between 20 and 44 hPa for SSW-EQBO. These regions are well collocated with their respective QBO zero-wind lines at subtropical latitudes, reflecting their QBO dependency.

Similar results are obtained when analyzing CESM1 (WACCM4) simulations, so we can propose two different pathways to explain the tropical temperature associated with SSW. They are summarized in the schematic of Figure 7.2. The first pathway strongly influences the SSW signal in the tropical upper stratosphere by changes in the mean meridional circulation that connect the tropical and polar regions (big green arrow). SSWs are triggered by enhanced wave activity at mid-latitudes. Some of these waves dissipate at high latitudes and intensify the mean meridional circulation showing increased upwelling and cooling in the tropical region. This cooling occurs almost simultaneously with the polar cap warming and decreases as it propagates downwards. The second pathway

is related to the waves that propagate equatorwards and whose dissipation can be modulated by the position of the zero-wind line, which depends on the QBO wind profile. This mechanism explains most of the differences observed in the tropical signal of SSWs between QBO phases. During WQBO, the zero wind line is located above 30 hPa in the subtropics (red), and the increased wave activity during SSWs causes a region of enhanced wave dissipation and large cooling in the upper levels. This favors a vertically-sustained cooling amplitude from 5 to 13 hPa. On the contrary, during SSW-EQBO, the largest EP flux divergence in the subtropics is located below 30 hPa, in agreement with the zero wind line position during EQBO, and consequently there is an enhanced cooling at the tropical lower stratosphere, in agreement with results from the temperature analysis. Results can be found in [Gómez-Escolar *et al.* \(2013\)](#).

Summary

[1] We have reported a significant difference in the climatological temperatures of the Northern Hemisphere stratospheric polar cap between pre- and post- 1979 periods, in ERA40 and NCEP/NCAR reanalysis, that are concurrent with simultaneous changes in the subseasonal distribution of SSWs. These differences are larger in February, and reach up to 5.9 K at 10 hPa and 3.6 K at 20 hPa. SSWs tend to occur preferentially in January in the 1958-1978 period, whereas for the period 1979-2002, they occur preferentially in December and end of February. These results are independent of specific thresholds or levels employed to indentify SSWs, and thus they corroborate that despite being rare events, SSWs have an imprint on the seasonal march of the temperature climatology in winter.

[2] We have used both ERA-Interim reanalysis and CESM1 (WACCM4) model data in the first general characterization of the tropical signal associated with SSWs, with special focus on its evolution and behavior during different QBO phases. We have proposed a

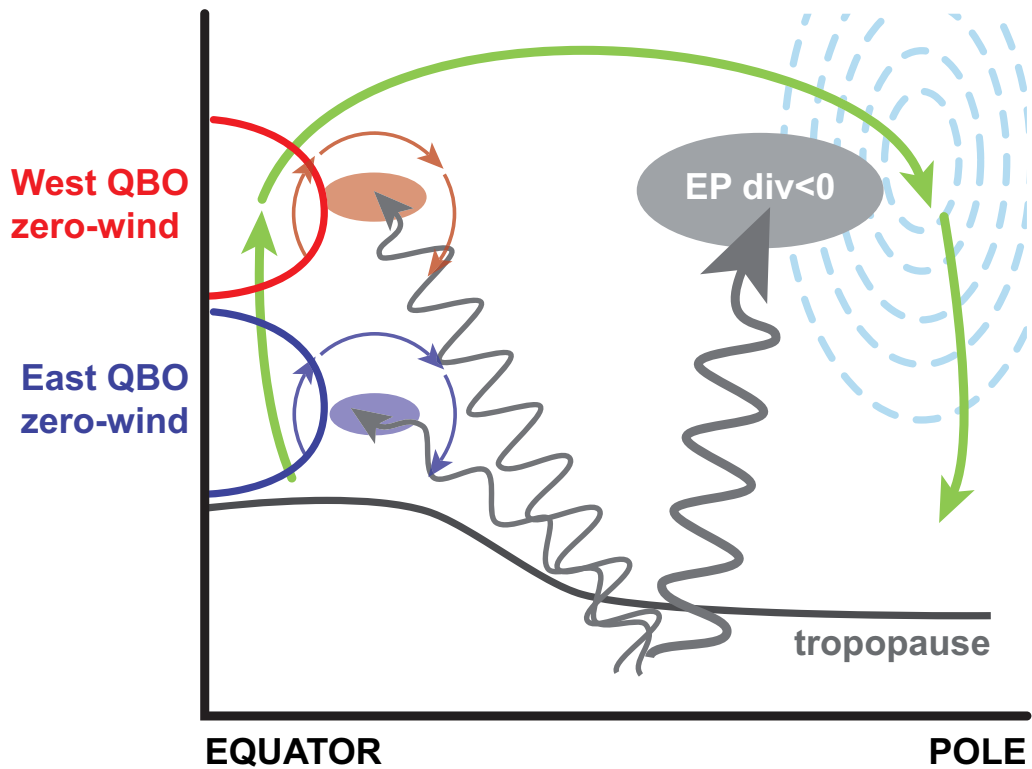


Figura 7.2: Scheme of the mechanisms for tropical stratospheric cooling associated with a SSW occurrence. The tropical region is affected by two pathways: 1) the increased residual mean circulation associated to the polar vortex break up; 2) the subtropical wave dissipation controlled by the position of the zero wind line which in turn is modified by the QBO phase.

new methodology based on the relative evolution of temperature at each level and a measure for the cooling amplitude. They provide a clearer characterization of the SSW signal and the differences in its propagation between QBO phases, avoiding the problems that arise when using anomalies from climatologies. A mechanism has been established to explain the differences in SSWs tropical cooling propagation in the stratosphere. Apart from the cooling related to the increased residual mean circulation ought to the polar vortex break-up, an extra cooling is added that depends on the zero-wind line position that is modulated by the QBO. An increase in the subtropical wave dissipation that match the location of this propagation barrier explains the cooling amplitude evolution.

Bibliography

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, *Middle Atmosphere Dynamics*, vol. 40 of *International Geophysical Series*, Academic Press, 1987.

Baldwin, M. P., The Quasi-Biennial Oscillation, *Reviews of Geophysics*, 46, 202–7, 2001.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes., *Science (New York, N.Y.)*, 294, 581–4, 2001.

Charlton, A. J., and L. M. Polvani, A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks, *Journal of Climate*, 20, 449–469, 2007.

Charney, J. G., and P. G. Drazin, Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 66, 83–109, 1961.

Dee, D. P., et al., The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597, 2011.

Haynes, P.H., M.E. McIntyre, T.G. Shepherd, C.J. Marks, and K.P. Shine, On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, 651–678, 1991.

Holton, J. R., and H. C. Tan, The influence of the equatorial QBO in the global circulation at 50 mb, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 2200–2208, 1980.

Holton, J., P. Haynes, M. E. McIntyre, A. Douglass, R. Rood, and L. Pfister, Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, 33, 403–439, 1995.

Gómez-Escolar, M., S. Fueglistaler, N. Calvo, and D. Barriopedro, Changes in polar Stratospheric temperature climatology in relation to stratospheric sudden warming occurrence, *Geophysical Research Letters*, 39, 2012.

- Gómez-Escolar, M., N. Calvo, D. Barriopedro, and S. Fueglistaler, Tropical Response to Stratospheric Sudden Warmings, *Journal of Geophysical Research*, (Under revision), 2013.
- Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann, The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings, *Journal of Climate*, 17, 2584–2596, 2004.
- Kistler, R., et al., The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 247–267, 2001.
- Matsuno, T., A dynamical model of the stratospheric sudden warming., *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 1479–1494, 1971.
- McIntyre, M. E., How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings, *J Meteor Soc Japan*, 60, 37–65, 1982.
- Polvani, L. M., and D. W. Waugh, Upward Wave Activity Flux as a Precursor to Extreme Stratospheric Events and Subsequent Anomalous Surface Weather Regimes, *Journal of Climate*, 17, 3548–3554, 2004.
- Randel, W. J., R. R. Garcia, and F. Wu, Time-Dependent Upwelling in the Tropical Lower Stratosphere Estimated from the Zonal-Mean Momentum Budget, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 2141–2152, 2002.
- Taguchi, M., Latitudinal Extension of Cooling and Upwelling Signals Associated with Stratospheric Sudden Warmings, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 89, 571–580, 2011.
- Uppala, S. M., et al., The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012, 2005.